

Andrzej ŻELAŻNIEWICZ

ROZWÓJ SPEKAŃ W SKAŁACH METAMORFICZNYCH GÓR ORLICKICH (SUDETY)

(13 fig.)

*Development of fracturing in metamorphic rocks
of the Góry Orlickie (Sudetes)*

(13 Figs.)

WSTĘP

Badania strukturalne serii metamorficznych w Sudetach dotyczyły głównie ustalenia sekwencji deformacji fałdowych i rozszyfrowania mechanizmu ich powstawania.

Znacznie mniejszą uwagę poświęcono strukturom nieciągłym — spekanom i kliwazom (Wojciechowska, 1966, Grocholski, 1967, H. Teisseyre, 1971).

W niniejszym artykule autor próbuje dokonać mechanicznej interpretacji zespołów spekań obserwowanych w polskiej części Gór Orlickich oraz ustalić ich następstwo czasowe w oparciu o nawiązanie do powszechnych w badanym regionie, specyficznych struktur fałdowych typu „kink-band”.

PRZEGLĄD DEFORMACJI FAŁDOWYCH

Skały metamorficzne polskiej części Gór Orlickich tworzone są przez łupki łyszczykowe, amfibolity i łupki amfibolowe oraz wapienie krystaliczne formacji strońskiej, fyllity formacji Nového Města, a także gnejsy typu śnieżnickiego (fig. 1). Kilkakrotne deformacje tych skał dokonały się w trzech dużych etapach, w czasie tektogenezy warszawskiej (Żelaźniewicz, 1976a). Na badanym obszarze każdy z tych etapów objął podrzędne w stosunku do niego fazy (oznaczane symbolem F_n).

W etapie pierwszym, obejmującym fazy F_1 , F_2 i F_3 , powstały główne fałdy regionu oraz odbyła się progresywna metamorfoza pierwotnych serii

osadowych wieku górnoproterozoicznego lub staropaleozoicznego. Przewodnie cechy tektonice Gór Orlickich nadały wąskopromienne fałdy F_2 o znacznych amplitudach, biegnące generalnie południkowo. Równoległe do powierzchni osiowych tych fałdów rozwinęła się główna foliacja metamorficzna. Powierzchnie tej foliacji zapadają zawsze w kierunku zachodnim, najczęściej ku WNW, WSW, znacznie rzadziej ku NW (do NNW) i SW (do SSW), pod kątami nie przekraczającymi 60° (szrafa dla skał metamorficznych na fig. 1 naśladuje obserwowane w terenie biegi powierzchni foliacji). Odchylenia biegu fałdów F_2 i zmienność położenia powierzchni głównej foliacji są wynikiem reorientacji związanych z późniejszymi fałdowaniami (por. Żelaźniewicz, 1976a).

Sztywne deformacje fałdowe w metamorfiku Gór Orlickich, istotne dla zagadnienia poruszanego w artykule, rozpoczęły się już przy końcu drugiego etapu (faza F_4), w którym doszło do poprzecznego przeładowania wcześniej powstałych struktur. Zespół fałdów F_4 jest niejednorodny strukturalnie (Żelaźniewicz, 1976a). Niemniej jednak fałdy te cechuje stała, generalnie północna asymetria oraz nachylenie osi ku W, bądź WSW lub WNW. Powierzchnie osiowe tych fałdów, oznaczone symbolem S_4^1 , zapadają łagodnie, najczęściej ku SW.

Stała północna lub północno-zachodnia asymetria megaskopowych i mezoskopowych fałdów koncentrycznych tej fazy wskazuje na regionalne działanie pary sił w pionowej, w przybliżeniu, płaszczyźnie. Owa para sił wywołana była zapewne obniżeniem się podłoża niecki śródsudeckiej w stosunku do obszarów przyległych. O znaczeniu dla tektogenezy waryscyjskiej wgłębnym rozłamów i ruchów bloków proterozoicznych wewnątrz Masywu Czeskiego pisał Zeman (1973).

Struktury nieciągłe w badanym regionie powstały głównie w trzecim etapie rozwoju strukturalnego. Etap ten objął dwie fazy — F_5 i F_6 — wyróżnione na podstawie analizy sposobu interferowania drobnych fałdków załomowych².

Osie fałdków załomowych fazy F_5 nachylają się zawsze łagodnie, najczęściej ku SW. Asymetria tych fałdów jest dwojaka. Fałdki o asymetrii NW mają powierzchnie osiowe (S_5) zapadające ku SE, fałdki o asymetrii SE mają powierzchnie osiowe zapadające ku NW. Fałdki załomowe F_5

¹ Powierzchnie osiowe opisywanych fałdków są oznaczone symbolem S z odpowiednim indeksem cyfrowym.

² Termin fałdki załomowe, wprowadzony i ugruntowany w literaturze sudeckiej przez H. Tétisseyre'a (1971), odpowiada angielskim terminom kink folds, kink bands, knick zones, joint drags. Istnieje tendencja do objęcia nim morfologicznie identycznych fałdów, określanych w języku angielskim jako chevron folds, concertina folds, accordion folds (fałdki symetryczne o równej długości skrzydeł) oraz jako zigzag folds, knee folds (odległość między powierzchniami osiowymi sąsiadujących fałdków przekracza 10 cm). Fałd kołankowy — termin wprowadzony do polskiej nomenklatury przez Jaroszewskiego (1974) — jest synonimem fałdka załomowego.

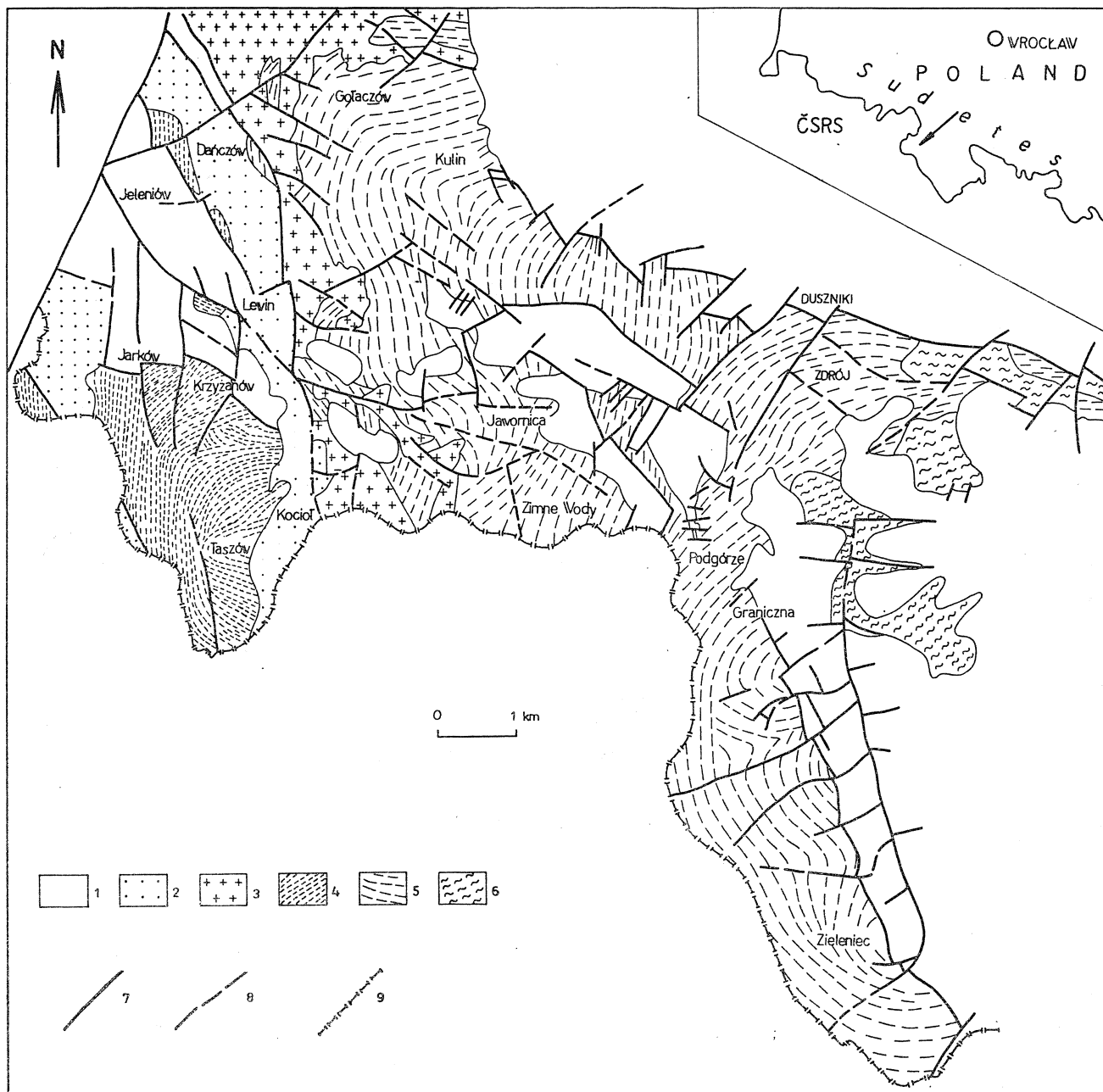


Fig. 1. Szkic tektoniczny polskiej części Gór Orlickich. 1 — górna kreda; 2 — czerwony spagowiec; 3 — granitoidy masywu Kudowy — Oleśnic; 4 — formacja Nového Města; 5 — formacja strońska; 6 — gnejsy typu śnieżnickiego; 7 — uskoki stwierdzone; 8 — uskoki przypuszczalne; 9 — granica Państwa

Fig. 1. Tectonic sketch of Polish part of the Góry Orlickie. 1 — Upper Cretaceous; 2 — Rotliegendes; 3 — granitoids of the Kudowa — Oleśnice massif; 4 — Nové Město Formation; 5 — Stronie Formation; 6 — gneisses of the Śnieżnik type; 7 — ascertained faults; 8 — inferred faults; 9 — state boundary

są sprzężone i komplementarne. Oprócz nich spotyka się drobne fałdki z wyboczenia o stromych powierzchniach osiowych biegnących NE—SW.

Fałdki powstałe w fazie F_6 biegną w kierunku NW—SE. Obserwacje terenowe sugerują złożony charakter zespołu fałdków F_6 . Część z nich to fałdki załomowe, sprzężone i komplementarne, o asymetrii SW lub NE, i powierzchniach osiowych (S_6) zapadających odpowiednio albo ku NE albo ku SW. Pozostałe fałdki tego zespołu mają charakter koncentryczny, są stojące, otwarte i symetryczne, a ich powierzchnie osiowe są równoległe do stromych spękań, biegnących w kierunku NW—SE. W terenie opisane fałdki załomowe i koncentryczne często współwystępują ze sobą i wtedy ich stosunek geometryczny jest tego rodzaju, że powierzchnie osiowe fałdków koncentrycznych stanowią dwusieczne kątów między sprzężonymi powierzchniami osiowymi fałdków załomowych.

W fazie F_6 powstały ponadto stojące otwarte megafałdy o osiach skierowanych NW—SE, identyczne geometrycznie ze wspomnianymi mezo-fałdami koncentrycznymi (por. fig. 1, np. rejon Gołaczowa i Kulina).

Fałdki załomowe, młodsze od wymienionych, są bardzo sztywne (typu „joint drags”) i stosunkowo rzadko obserwowane — głównie w fyllitach novoměstskich. Tam gdzie się pojawiają, deformują fałdy zespołów F_5 i F_6 , a ich kierunki osiowe są zmienne. Wydaje się, że fałdy te są w dużej mierze wynikiem lokalnych odkształceń, związanych z przemieszczeniami, zachodzącymi wzdłuż powierzchni osłabień lub nieciągłości, dawniej założonych.

Cechy fałdków załomowych, występujących w skałach metamorficznych Gór Orlickich, zostały omówione w jednej z poprzednich prac autora (Żelaźniewicz, 1973).

Niekiedy można obserwować również struktury linijne, równoległe do osi fałdów załomowych poszczególnych faz. Przejawiają się one albo w postaci bardzo drobnych zmarszczeń powierzchni głównej foliacji (przede wszystkim w fyllitach Nového Města), będących w zasadzie mikroskopowymi fałdkami załomowymi, albo w postaci lineacji intersekcyjnej. Ta ostatnia powstaje wskutek przecięć powierzchni głównej foliacji metamorficznej z powierzchniami struktur nieciągłych systemów S_4 , S_5 i S_6 .

OPIS SYSTEMÓW NIECIĄGLYCH

Struktury nieciągłe dają się pogrupować w zespoły w wypadku, gdy ich powierzchnie wykazują podobną orientację i podobne odstępstwa między sobą. Zespoły związane ze sobą czasowo i genetycznie tworzą systemy.

W celach opisowych, opierając się na przestrzennej zgodności spękań i powierzchni osiowych fałdków załomowych poszczególnych zespołów, wyróżniono w Górach Orlickich trzy systemy struktur nieciągłych. Systemy te zostały oznaczone symbolami S_4 , S_5 i S_6 — podobnie jak powierzchnie osiowe tych fałdków.

System S_4

Do systemu S_4 należą w Górach Orlickich spękania i kliważ³, których powierzchnie zapadają łagodnie ku SW, czasem z odchyleniami ku W, WSW, S lub nawet SE. Te odchylenia są niekiedy wynikiem zakrzywiania się jednej i tej samej powierzchni.

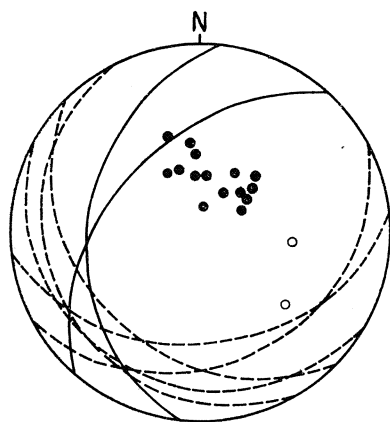


Fig. 2. Orientacja powierzchni osiowych fałdków załomowych F_4 , okolice szczytu Šerlich. 1 — powierzchnie osiowe S_4 ; 2 — powierzchnie foliacji (S_2). Wszystkie diagramy przedstawiają rzuty na dolną półkulę siatki Schmidta

Fig. 2. Orientation of axial planes of F_4 kink folds, the vicinity of the Šerlich Mt. 1 — S_4 axial planes; 2 — S_2 foliation surfaces. All diagrams were constructed on the lower hemisphere of Schmidt net



Spękania tak zorientowane stanowią zazwyczaj powierzchnie osiowe⁴ fałdków załomowych F_4 , czasem również pozakrzywiane w podany wyżej sposób, przy niezmienionym położeniu głównej foliacji metamorficznej. Zjawisko to można obserwować zarówno w skałach formacji strońskiej (np. w Zieleńcu — skałki wzdłuż granicy państwa z ČSSR) jak i formacji Nového Města (np. w okolicy Taszowa). W skałkach w Zieleńcu widać także, że zmiana orientacji powierzchni osiowych fałdków F_4 może polegać albo na zakrzywianiu tych powierzchni, albo na niejako wachlarzowatym układaniu się poszczególnych powierzchni osiowych w wiązce fałdków F_4 (fig. 2). Wszystkie te powierzchnie, jak i podkreślające je spękania, przecinają się z foliacją, zapadającą ku W lub NW wzdłuż linii nachylonej ku SW, a więc zgodnie z kierunkiem osi fałdków F_4 . W terenie najczęstsze są powierzchnie osiowe S_4 o zapadach skierowanych w różnych azymutach ćwiartki SW. Powierzchnie te albo są podkreślone pęknięciem o długości nie przekraczającej kilkunastu cm, albo są równoległe do zwykle dość długich spękań, pojawiających się w partiach nie zafałdowanych. Spotyka się

³ Terminem kliważ w niniejszej pracy określono ogólnie spękania o gładkich równych powierzchniach o wyraźnie ścięciowym pochodzeniu, przecinających skały w odstępach mniejszych niż 10 cm.

⁴ Termin powierzchnia osiowa fałdka załomowego używany jest w pracy synonimicznie z terminem powierzchnia graniczna strefy załomowej (kink zone boundary). Termin strefa załomowa jest dokładnym odpowiednikiem angielskiego kink-band, kink zone (zwykle pokrywa się z krótszym skrzydłem fałdka załomowego).

również powierzchnie osiowe S_4 podkreślane pęknięciami, przedłużającymi się znacznie poza strukturę fałdków załomowych. Generalną zatem cechą spękań tego systemu jest ich przestrzenna zgodność z powierzchniami osiowymi fałdków załomowych F_4 (dotyczy to także powtarzania w skałach pewnego rozrzutu położenia tych powierzchni). Ponadto nierzadko obserwuje się następujące zjawisko: oto tam gdzie orientacja powierzchni osiowych S_4 ulega na jakiejś przestrzeni niewielkim zmianom kątowym biegu i zapadu, to omawiane spękania układają się głównie wzdłuż kierunków statystycznie średnich. Dotyczy to tych spękań, które nigdzie nie ulegają zakrzywieniom i których długość rzędu kilkudziesięciu lub stu kilkudziesięciu cm przekracza nierzadko rozmiary pojedynczego fałdku załomowego. Powierzchnie spękań systemu S_4 są zwykle gładkie, rzadko pokryte tektoglifami — głównie rysami ślizgowymi, brak im drobnych struktur spękaniaowych (sensu Jaroszewski, 1972, str. 121).

Spękania tego systemu najczęstsze są w okolicach Zieleńca oraz Lewina i Taszowa (fig. 3, region I, VII—XI).

System S_5

Do systemu S_5 należą przede wszystkim te struktury nieciągłe, które stanowią powierzchnie osiowe sprzężonych, komplementarnych fałdków załomowych fazy F_5 . System ten tworzony jest zatem przez dwa sprzężone zespoły. Spękania jednego z tych zespołów (S_{5a}) zapadają pod średnimi kątami ku SE, drugiego (S_{5b}) — ku NW. Spękania te albo podkreślają powierzchnie osiowe fałdków F_5 , albo stanowią przedłużenia tych powierzchni, albo są do nich równoległe w partiach nie zafałdowanych załomowo. Niekiedy obserwuje się zakrzywienia powierzchni osiowych S_5 , polegające na ich zestromieniu bez zmiany biegu. Powierzchnie spękań S_5 są generalnie gładkie i, wyjąwszy rysy ślizgowe, brak im drobnych struktur spękaniaowych i tektoglifów.

Osobny zespół systemu S_5 tworzą strome spękania, biegnące NE—SW, równoległe do powierzchni osiowych drobnych fałdków z wyboczenia.

Spękania tego systemu najczęstsze są w fyllitach novoměstskich okolic Lewina (fig. 3, region IX—XI), w skałach formacji strońskiej sąsiadujących z granitoidowym masywem Kudowy—Olešnic (fig. 3, region VII, VIII) oraz w łupkach łyszczykowych na południe od szczytu Orlicy (fig. 3, region I). Zespół spękań zapadających ku SE jest lepiej wykształcony od zespołu komplementarnego, którego powierzchnie zapadają ku NW.

System S_6

Struktury nieciągłe S_6 — założone w fazie F_6 — tworzą system o złożonym charakterze. Część spękań tego systemu należy do sprzężonych zespołów komplementarnych. Spękania te, podkreślając powierzchnie osiowe sprzężonych komplementarnych fałdków załomowych F_6 , zapadają pod łagodnymi lub średnimi kątami ku NE i SW. W tych samych kierunkach,

lecz pod stromymi kątami, zapadają spękania sprzężone, dla których nie znaleziono terenowych dowodów na potwierdzenie ich komplementarności (fig. 3, region V—VIII, IX, XI). Podobnie ma się sprawa ze spękaniem zapadającymi zawsze stromo ku W i NNE oraz ku E i SSW. Są one sprzężone, lecz nie wiadomo, czy komplementarne. Najczęściej obserwuje się je w regionach I, II, IV—X (fig. 3).

Osobny zespół struktur nieciągłych tego systemu stanowią spękania pionowe lub bardzo strome, biegnące w kierunku NW—SE. Są one równoległe do powierzchni osiowych stojących otwartych fałdów koncentrycznych lub podkreślają te powierzchnie. Charakterystyczne jest, że powierzchnie spękań tego zespołu bywają czasem pokryte drobnymi strukturami spękaniaowymi (struktury pierzaste, rąbkowe) oraz tektoglifami. Zgodnie z nimi występują cieniutkie żyłki kwarcowe, a w sąsiedztwie masywu Kudowy—Oleśnic żyły hematytowe i niekiedy lamprofirowe.

Strome spękania o biegu NW—SE pojawiają się, z różnym nasileniem, na całym badanym obszarze. Najlepiej są one widoczne w regionie III—VIII i X, XI (fig. 3).

INTERPRETACJA STRUKTUR NIECIĄGŁYCH

Studiując w regionie różne zespoły struktur nieciągłych można się spodziewać, że nie wszystkie one powstały równocześnie. Często obserwuje się, że spękania lub niekiedy kliważ stanowią powierzchnie osiowe drobnych fałdków załomowych, należących do różnowiekowych zespołów. Fakt ten spróbowano wykorzystać w Górach Orlickich dla ustalenia czasowego następstwa spękań i ich interpretacji mechanicznej, w oparciu o teoretyczne przesłanki przedstawione poprzednio przez autora (Zelaźniewicz, 1976b). U podstaw zaproponowanej metody leży hipoteza, że w czasie tworzenia się fałdków załomowych powstają liczne penetratywne (penetrative) kierunki (powierzchnie) osłabień lub zdecydowane nieciągłości, odpowiadające płaszczyznom dużych, choć najczęściej nie największych, naprężeń ścinających⁵ i są one zgodne przestrzennie z powierzchniami załomowymi (kink planes), a także z kierunkami długo utrzymujących się w skałach naprężeń szczątkowych. Powierzchnie te są wykorzystane przez rozwijające się później spękania (w czasie poorogenicznego odprężenia). Dlatego też fałdy załomowe i związane z nimi w powyższy sposób spękania, niezależnie od wieku ich ujawnienia, mogą być wspólnie poddane analizie kinematycznej.

Jak już wspomniano, zespół fałdów poprzecznych (F_4) jest niejednorodny strukturalnie. Obejmuje on zarówno mega- i mezoskopowe fałdy powstałe wyłącznie wskutek zginania, jak i mezo- i mikroskopowe fałdy

⁵ Czynniki wpływające na wielkość kąta między osią największej kompresji a powierzchnią załomową dyskutowane były przez Andersona (1964, 1969, 1974), Borga i Handina (1966), Deweya (1969), Marshalla (1966), Roberta (1966), Tchalenkę (1968), i in.

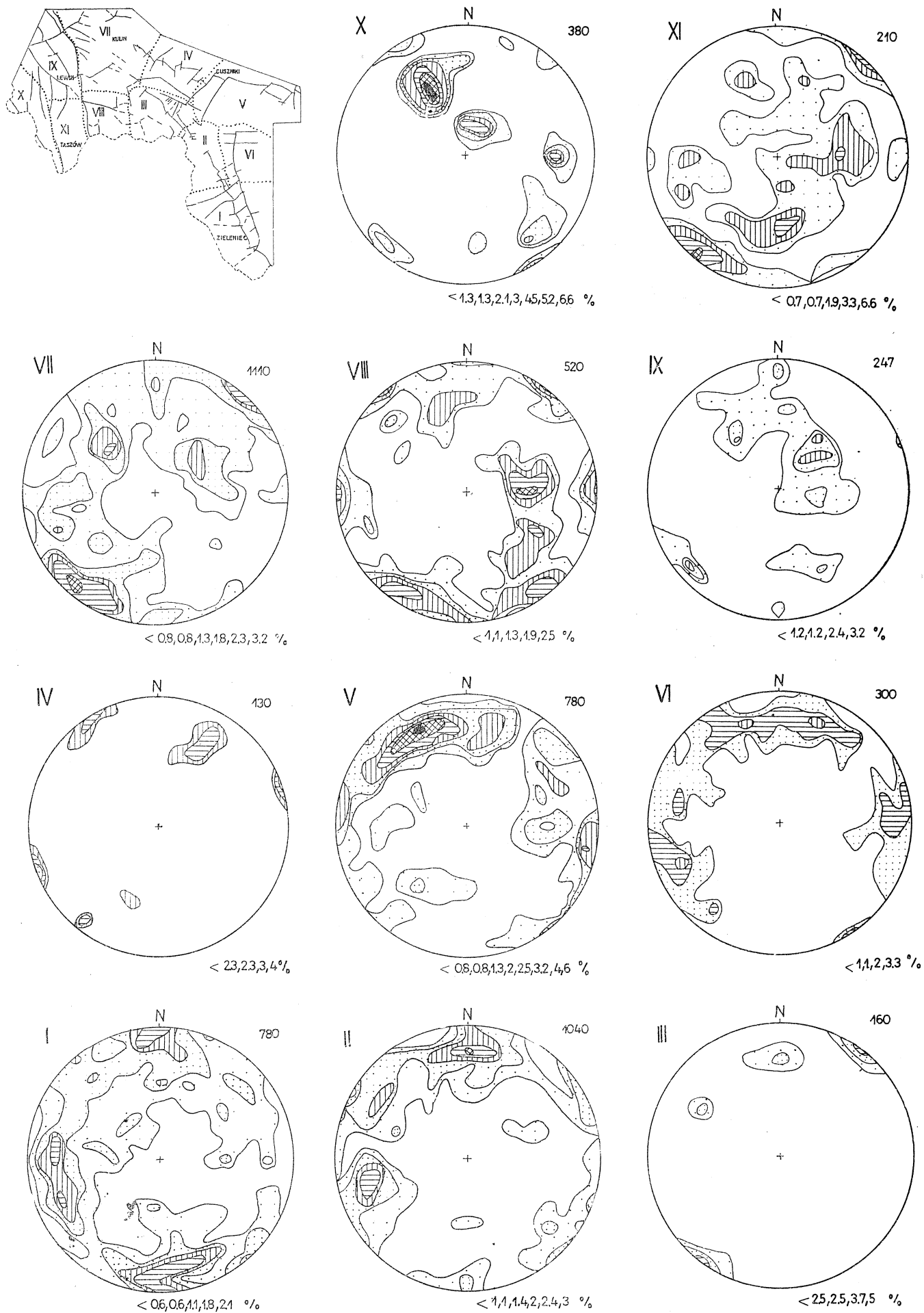


Fig. 3. Orientacja spękań w skałach metamorficznych Gór Orlickich. Cyfry u góry z prawej strony diagramów oznaczają ilość pomiarów. Numery diagramów są zgodne z numerami regionów na mapce

Fig. 3. Orientation of fractures in metamorphic rocks of the Góry Orlickie. Numbers at the right top of diagrams represent quantity of measurements. Diagram number refers to the region on the map

załomowe, rozwinięte przez zginanie znacznie zmodyfikowane jednorodnym spłaszczaniem lub ścinaniem (Żelaźniewicz, 1973, 1976a). Fałdy załomowe tego zespołu tworzyły się w końcowych okresach fazy F_4 . Najprawdopodobniej w tym właśnie czasie zaczęło się obniżać podłoże dzisiejszej niecki śródsudeckiej, do której przylega badany obszar. Jak wynika

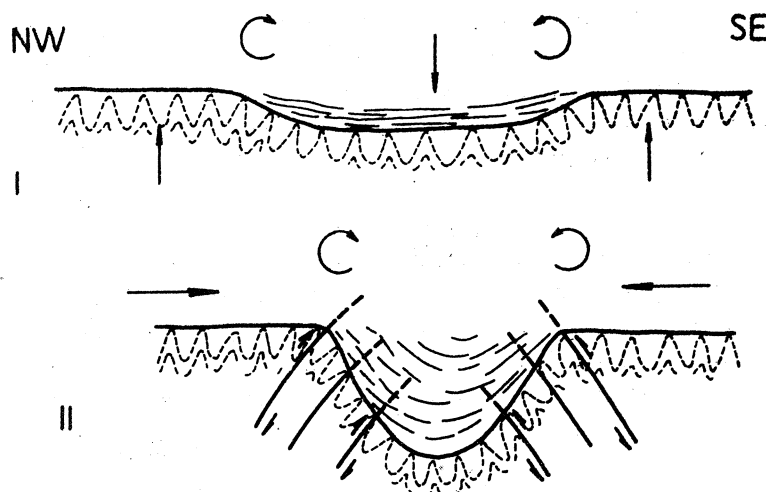


Fig. 4. Schemat pogłębiania się niecki śródsudeckiej w dolnym karbonie. I — etap: fleksur brzeżnych (faza F_4 w Górach Orlickich); II — etap uskokuń odwróconych (faza F_5 w Górach Orlickich)

Fig. 4. Scheme of evolution of the Intrasudetic Basin in Lower Carboniferous. I — stage of marginal flexures (F_4 phase in Góry Orlickie); II — stage of reverse faults (F_5 phase in Góry Orlickie)

z sedimentologicznych obserwacji A. K. Teisseyre'a (1975, inf. ust.) zapadający się dolnokarboński zbiornik kulmowy, o NE—SW wydłużeniu, musiał być początkowo obustronnie ograniczony wyraźnie zaznaczonymi skłonami fleksuralnymi. Po przekroczeniu podatności skał wyższych poziomów intersekcyjnych owe skłony zostały rozcięte potężnymi uskokuń odwróconymi⁶, wzdłuż których zachodził dalszy ruch, obniżający centralne partie basenu (por. Teisseyre, 1973).

⁶ Powstanie tych fleksur było najprawdopodobniej związane z istnieniem w tym czasie aktywnych tektonicznie, głębokich rozłamów w podłożu formującej się niecki śródsudeckiej. W przypadku rozłamów normalnych, w pokrywie musiałoby dojść także do powstania uskokuń normalnych. Założenie, że ruch wzdłuż takich uskokuń obniżał dalej dno niecki, nie wyjaśnia stromych zapadów warstw kulmu (około 60°) ani stwierdzonego przez A. K. Teisseyre'a (inf. ust.) przesłko dwukilometrowego poprzecznego skrócenia dinanckiego zbiornika. Trudności te usuwa wytłumaczenie przyjmujące, iż znaczne obniżenie dna niecki (negatywne przemieszczanie pionowe wzdłuż rozłamów głębokiego podłoża) doprowadziło do wytworzenia się w pokrywie poziomych naprężeń ściskających, które spowodowały powstanie owych uskokuń odwróconych. Przemieszczenia mas skalnych wzdłuż nich były przyczyną dalszego zapadania się dna niecki.

Pojawienie się uskoków odwróconych, zapadających ku NW w skłonie północno-zachodnim (brzeg pra-Rudaw Janowickich) i najprawdopodobniej uskoków zapadających ku SE w skłonie południowo-wschodnim (hipotetyczny Masyw Południowy Teisseyre'a), wymagało regionalnego działania w przybliżeniu horyzontalnej kompresji w kierunku NW—SE (do WNW—ESE). W okresie poprzedzającym tę kompresję, w etapie tworzenia się fleksur, największe siły tektoniczne musiały działać pionowo. Względny ruch podnoszonych i obniżanych bloków wywoływał działanie regionalnych par sił w płaszczyźnie pionowej (fig. 4). O intensywności ówczesnych ruchów tektonicznych świadczy fakt, że w dolnym karbonie zaznaczyły się pionowe przemieszczenia rzędu 10 km.

System S_4

Na ogół trudno jest, w sposób nie budzący wątpliwości, określić położenie osi głównych naprężeń w czasie powstawania pojedynczych (nie sprzężonych) zespołów fałdków załomowych. Taką też trudność napotyka się w wypadku zespołu fałdków załomowych fazy F_4 . Udało się jednakże zaobserwować w kilku miejscach (np. w skałach położonych na południe

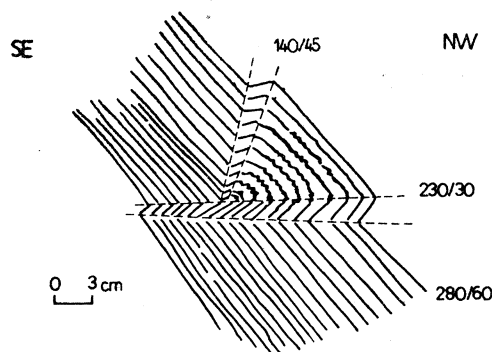


Fig. 5. Przekrój sprzężonych komplementarnych fałdków załomowych F_4 , fyllity sericytowe koło Jarkowa

Fig. 5. Cross-section through the F_4 conjugate complementary kink folds, sericite phyllites nearby Jarków

od Jarkowa), że fałdki załomowe F_4 bywają czasami sprzężone z lewostronnymi⁷ fałdkami załomowymi, których powierzchnie osiowe zapadają umiarkowanie ku SE (fig. 5), przy czym zespół fałdków prawostronnych (typowe F_4) jest wykształcony lepiej, a cała struktura ma trójskośną symetrię. Oba sprzężone zespoły fałdków powstały tu niewątpliwie równo-

⁷ Terminy: lewostronny (sinistral) i prawostronny (dextral) są powszechnie używane w literaturze anglosaskiej przy opisie fałdków załomowych na oznaczenie ich asymetrii (zwrotu ruchu wzdłuż powierzchni załomowej) przy umownym założeniu, że oś fałdka nachyla się od patrzącego. Sposób ten jest bardzo wygodny, zważywszy charakterystyczną geometrię tych fałdków i jednolite, na ogół nachylenie ich osi.

częściej (komplementarnie). W takich zaś wypadkach łatwo można określić metodą Ramsaya (1962) położenie osi głównych naprężeń, gdyż dwie sprzężone powierzchnie załomowe przecinają się wzdłuż osi σ_2 , zaś oś σ_1 jest dwusieczną albo rozwartego albo ostrego kąta między nimi w zależności od obserwowanej geometrii komplementarnych fałdków załomowych (Clifford, 1969; Anderson, 1969). Zgodnie z powyższym można stwierdzić (fig. 6), że w czasie tworzenia się opisanych fałdków załomowych F_4 oś pośredniego naprężenia głównego była nachylona ku SW, oś największego naprężenia głównego była ustawiona dość stromo, a oś najmniejszego naprężenia głównego nachylała się ku SE.

Najczęściej spotykane prawostronne fałdki załomowe F_4 o jednoskośnej symetrii mogą: 1) reprezentować tylko jeden zespół sprzężonego systemu, w którym zespół komplementarny nie został wykształcony lub 2) stanowić zespół powstały w sytuacji w której zachodził stosunek sprzężenia między powierzchniami głównej foliacji i powierzchniami załomowymi (S_4) tego zespołu. Pewne obserwacje przemawiają za tą drugą możliwością. Otóż średnia wielkość kąta (α) zawartego między powierzchnią załomową a foliacją w dłuższym skrzydle fałdków załomowych F_4 wynosi w niektórych wypadkach 75° , co pozwala na zaliczenie ich do tzw. wielkokątowych fałdków załomowych (high angle kink-bands) opisanych przez Deweya (1965). Fałdy tego rodzaju, wedle Deweya (1965, 1966, 1969) bardzo częste, powstają w wyniku ścięć pochodnych (Tchalenko, 1968) wtedy, gdy jedna z dwóch teoretycznych powierzchni Coulumba—Naviera (Jaeger, 1960) jest bliska powierzchni foliacji, które zostają wykorzystane przez zniszczenia ścięciowe w postaci ślizgów zachodzących wzdłuż owych powierzchni foliacji⁸. Zwrot pary sił wywołanej obniżaniem się niecki śrudsudeckiej i podnoszeniem jej południowego brzegu (por. fig. 4) musiałby, w wypadku badanego regionu, doprowadzić do prawostronnych przemieszczeń wzdłuż powierzchni foliacji (R') i powstania lewostronnych (patrząc ku W) fałdków załomowych wzdłuż obecnie obserwowanych powierzchni $S_4(R'')$. Ponieważ tylko niektóre fałdki F_4 wykazują asymetrię lewostronną, ogromna zaś ich większość jest prawostronna, przeto podane wytłumaczenie, słuszne zapewne w tych sporadycznych wypadkach, nie jest wystarczające. Pozostaje więc przyjąć, że fałdki załomowe F_4 stanowią jeden zespół sprzężonego systemu, w którym zespół komplementarny został tylko lokalnie rozwinięty. Wydaje się zatem, że orientacja osi głównych naprężeń ustalona tam, gdzie zostały wykształcone oba zespoły (np. skałki w Jarkowie) odpowiada generalnie regionalnej orientacji naprężeń w fazie F_4 (fig. 6). Przypuszczenie to znajduje potwierdzenie w ułożeniu powierzchni ścięć i osi naprężeń, powodo-

⁸ Foliacja reprezentuje zatem powierzchnie niskokątowych ścięć Riedla (R'), zaś powierzchnie załomowe — powierzchnie sprzężonych z poprzednimi wielkokątowych ścięć Riedla (R'').

wanych działaniem wspomnianej powyżej regionalnej pary sił, obniżającej dno niecki śródsudeckiej i podnoszącej Masyw Południowy.

Powierzchnie graniczne stref załomowych tworzyły wyraźne powierzchnie (kierunki) osłabień w deformowanych skałach. Zgodnie z tymi właśnie powierzchniami mogły się rozwijać, nawet równocześnie z fałdkami

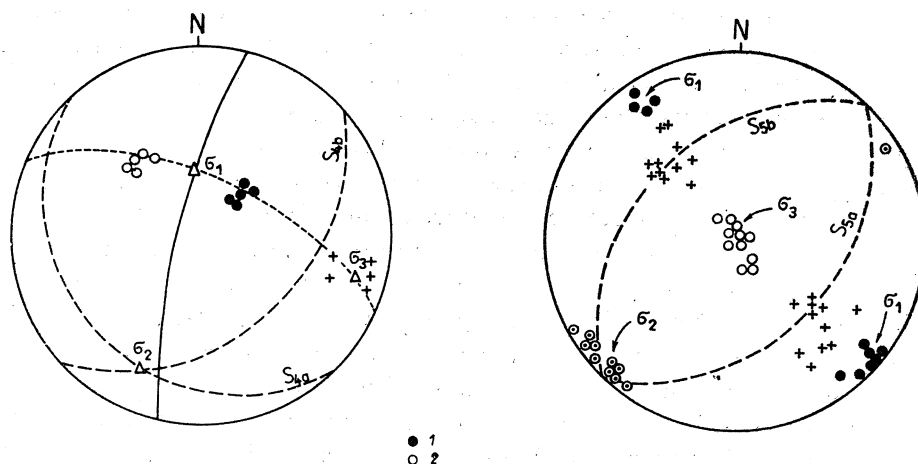


Fig. 6. Orientacja kilku sprzężonych (komplementarnych) powierzchni załomowych S_{4a} (1) i S_{4b} (2), powierzchni foliacji S_2 oraz orientacja osi głównych naprężeń

Fig. 6. Orientation of several conjugate complementary kink surfaces S_{4a} (1) and S_{4b} (2), foliation surfaces S_2 as well as orientation of the principal stress axes

Fig. 7. Orientacja osi głównych naprężeń w czasie tworzenia się sprzężonych komplementarnych fałdków załomowych F_5 . 1 — powierzchnie załomowe S_{5a} i S_{5b}

Fig. 7. Orientation of the principal stress axes during development of the F_5 conjugate complementary kink folds. * — S_{5a} and S_{5b} kink surfaces

załomowymi; drobnutkie pęknięcia i wąskie strefy kataklazy (por. Donath, 1969), które wraz z kierunkami naprężeń szczątkowych, pozostawianych przez kompresję tworzącą fałdy załomowe, stanowiły założenia dla późniejszych spękań.

Z badań terenowych w Górach Orlickich wypływa kilka wniosków.

1) Orientacja powierzchni głównej foliacji, przy trójskośnej symetrii regionalnego pola naprężeń, wpłynęła znacznie na odkształcenia załomowe w fazie F_4 . W rozważanym polu naprężeń (por. fig. 6) powierzchnie ścięć, wzdłuż których rozwijały się sprzężone fałdki załomowe, zapadały, generalnie rzecz biorąc, ku SW (S_{4a}) i ku SE (S_{4b}). W wypadkach gdy foliacja (zapady ku SW) bliska była powierzchniom ścięciowym S_{4a} , musiała ona tworzyć z powierzchniami S_{4b} kąt większy od 90° . Przy ogólnej kompresji nie mogły oczywiście powstać ani fałdy załomowe F_{4b} , ani fałdy F_{4a} , gdyż naprężenia ścinające zostały rozładowane ślizgami wzdłuż powierzchni foliacji. Gdy kąt między foliacją (zapady ku W i NW) a powierzchniami S_{4a} był większy (zazwyczaj 25° — 50°), dochodziło do rozwoju najczęściej ob-

serwowanych fałdków załomowych $F_4(F_{4a})$, z którymi mógł być sprzężony zespół komplementarny F_{4b} , jeśli kąt między powierzchniami S_{4b} i foliacją był wyraźnie mniejszy od 90° . Gdy kąt ten przekraczał 90° zespół F_{4b} nie mógł się rozwinąć. Natomiast w wypadku gdy kąt między S_{4b} a foliacją był mniejszy od 90° , kąt zaś między foliacją a powierzchniami S_{4a} bardzo mały, mogło dojść do powstania pojedynczego zespołu wielkąątowych lewostronnych (osie ku SW) fałdków załomowych F_4 (w kierunku komplementarnym doszło tylko do ślizgów po foliacji).

2) Orientacja lokalnych pól naprężeń była generalnie podobna do orientacji regionalnego pola naprężeń, wywołanego działaniem pary sił związanej z obniżaniem podłoża niecki śródsudeckiej.

3) Orientacja spękań podkreślających powierzchnie osiowe fałdków załomowych F_4 jest stała na całym zbadanym obszarze.

4) Istnienie spękań zgodnych przestrzennie, lecz nie pokrywających się z owymi powierzchniami załomowymi S_4 sugeruje, że ujawnienie tych spękań było w dużej mierze późniejsze od powstania fałdków F_4 i związane z wykorzystaniem powierzchni osłabień oraz rozładowaniem naprężeń szczątkowych, pozostawionych przez kompresję F_4 .

5) Obserwowane niekiedy zakrzywianie się powierzchni S_4 , powodujące w swym geometrycznym efekcie zmniejszenie pierwotnego kąta ostrego między teretycznymi powierzchniami S_{4a} i S_{4b} , jest przypuszczalnie wynikiem rotacji owych powierzchni ścięć pod wpływem jednorodnego spłaszczenia (uniform flattening), modyfikującego lokalnie przez niezupełnie jeszcze zanikłą kompresję F_4 już powstałe struktury załomowe.

Wydaje się, że faza F_4 odpowiadała inicjacji i etapowi tworzenia się fleksur w pierwszych okresach rozwoju niecki śródsudeckiej.

System S_5

Sprężone i komplementarne fałdki załomowe fazy F_5 mają zazwyczaj symetrię trójskośną i tylko niekiedy jednoskośną. Obserwacja tych fałdków pozwoliła na określenie orientacji osi głównych naprężeń w poszczególnych lokalnych wypadkach. Okazało się, że są one do siebie podobne na całym badanym obszarze. Oś pośredniego naprężenia głównego leży poziomo lub zapada łagodnie ku SW, oś największego naprężenia głównego leży w przybliżeniu poziomo w kierunku NW—SE, a oś najmniejszego naprężenia głównego jest ustawiona generalnie pionowo (fig. 7). Wynika z tego, że taką właśnie orientację osi można przyjąć dla regionalnego pola naprężeń w Górach Orlickich, w czasie fazy F_5 . Rozważane pole naprężeń miało symetrię jednoskośną i różniło się zatem od pola naprężeń fazy F_4 . Podobna pozycja osi σ_2 sugeruje, że mogła się tu dokonać jedynie rotacja osi σ_1 i σ_3 wokół osi pośredniego naprężenia głównego, co mogłoby być związane z obrotem w przestrzeni (w płaszczyźnie generalnie pionowej) pary sił wywołanej obniżaniem dna niecki śródsudeckiej i podnoszeniem jej południowych brzegów. Niekoniecznie jednak musiała mieć tu miejsce rotacja

owej pary sił. Silne ugięcie rozważanego fragmentu dolnokarbońskich Sudetów musiało natomiast niewątpliwie doprowadzić do znacznego poziomego ściskania, które przez pewien czas było największą działającą siłą tektoniczną. Pogląd ten potwierdzony jest istnieniem odwróconych uskoków w obrzeżających nieckę strefach dyslokacyjnych, których powstanie musiało być związane właśnie z horyzontalną kompresją, działającą wzdłuż kierunku NW—SE. Ruchy tektoniczne zanotowane w Górach Orlickich przez fazę F_5 były zatem związane z dalszymi etapami rozwoju niecki śródsudeckiej (fig. 4).

W systemie dwóch komplementarnych zespołów fałdków załomowych fazy F_5 zwykle lepiej rozwinięty jest zespół lewostronnych fałdków (osie ku SW) o powierzchniach załomowych zapadających ku SE. Podobnie ma się rzecz ze spękaniem podkreślającymi te powierzchnie lub do nich równoległymi. Powszechna zgodność orientacji tych powierzchni załomowych i odpowiadających im spękań wskazuje, że spękania te, podobnie jak nieciągłości S_4 , rozwijały się wzdłuż kierunków naprężeń szczątkowych i kierunków osłabień wprowadzonych przez penetratywne powierzchnie załomowe. Ujawnienie się spękań S_5 było, i w tym wypadku, generalnie późniejsze od powstania fałdków załomowych F_5 .

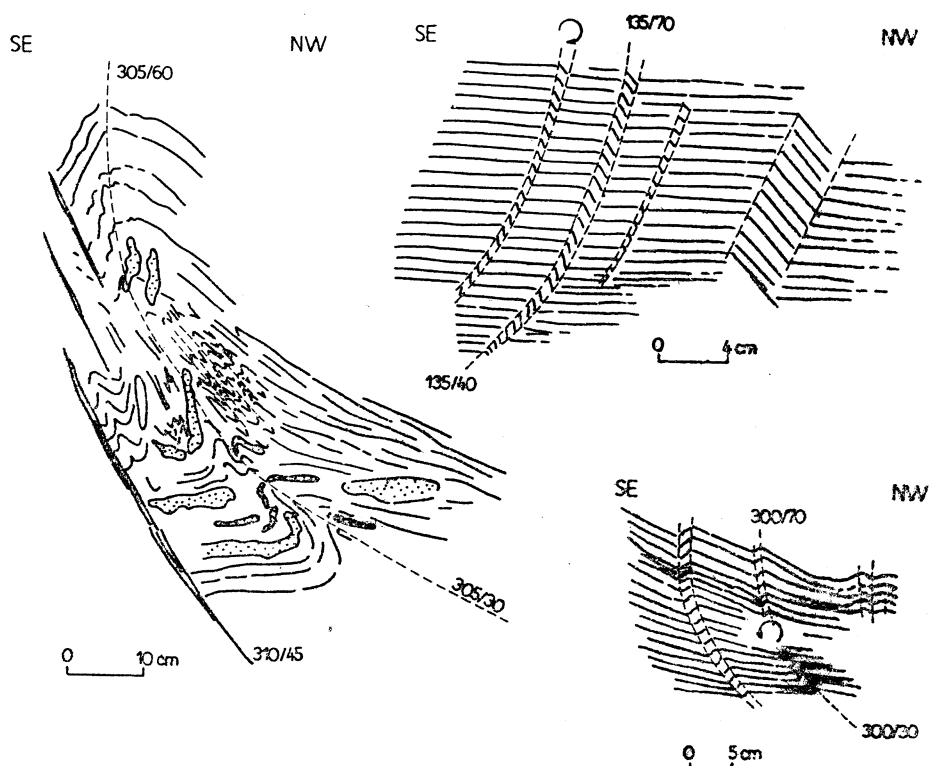


Fig. 8. Przekroje fałdków załomowych F_5 z krzywymi powierzchniami osiowymi
Fig. 8. Cross-section through F_5 kink folds having curved axial planes

Wyraźne zakrzywianie się (stromienie) powierzchni załomowych S_5 (fig. 8) wskazuje na powiększanie się kąta sprzężenia (jego dwusieczną jest oś największego naprężenia). Zjawisko to było zapewne związane z długotrwałą kompresją i modyfikacją już powstałych struktur załomowych fazy F_5 przez jednorodne spłaszczanie. Sporadyczność tego zjawiska należy przypisać faktowi, że większość fałdków F_5 była modyfikowana mechanizmem prostego ścinania, zachodzącego wzdłuż powierzchni załomowych S_5 (Żelaźniewicz, 1973). W każdym razie powtarzanie wspomnianych zakrzywień przez spękania świadczy zarówno o wykorzystaniu przez nie wcześniej założonych kierunków osłabień jak i o ich powstawaniu późniejszym w stosunku do fałdków załomowych.

Obserwowane miejscami struktury, podobne do przedstawionej na fig. 9, nie tylko potwierdzają sprzężony i komplementarny charakter powierz-

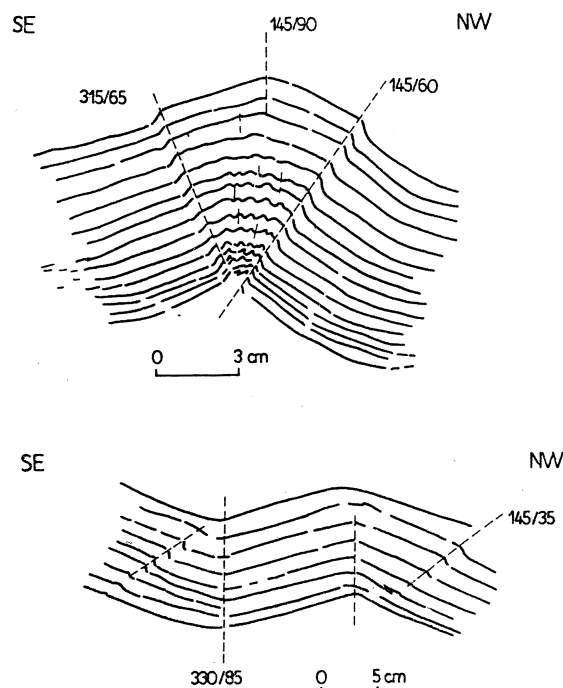


Fig. 9. Przekroje drobnych fałdków z wyboczenia powstałych w fazie F_5

Fig. 9. Cross-section through small buckled folds developed in F_5 phase

chni załomowych S_5 , nawet przy niezwykle dużym kącie sprzężenia⁹, ale wskazują także na istnienie znacznych lokalnych naprężeń kompresyjnych, związanych z tworzeniem się fałdków załomowych fazy F_5 . Naprężenia te prowadziły do powstania stojących fałdków z wyboczenia (fig. 9), oczy-

⁹ Dwusieczną tego kąta jest oś σ_1 .

wiście wykształconych najlepiej tam, gdzie oś kompresji była zgodna z powierzchniami foliacji, nieznacznie nachylonej ku SW. Nieczęsta na ogół obecność tych fałdów nie pozwoliła na dokładniejsze zbadanie ich stosunku do struktur załomowych. Można jednakże spodziewać się, że te najczęściej bardzo niewielkie fałdki z wyboczenia powstawały równocześnie z załomowymi, choć nie w tych samych miejscach. Ich obecność mogła wprowadzić w skały kierunki osłabień zgodne z ich powierzchniami osiowymi (mikroskopijne pęknięcia radialne) i doprowadzić do założenia (ale nie ujawnienia) prawie pionowych nieciągłości, biegnących w kierunku NE—SW.

Warto podkreślić, że Dumicz (1960, 1964) stwierdził w Górach Bystrzyckich istnienie fałdków załomowych, nachylających się na ogół ku W, o powierzchniach osiowych podkreślanych pęknięciami. Północne (do NNW i NW) zapady tych powierzchni i południowa asymetria owych fałdów pozwala przypuszczać, iż mogą one odpowiadać lewostronnym fałdom załomowym F_{5b} w Górach Orlickich. Wziąwszy pod uwagę południowo-zachodnie zapady powierzchni foliacji w tamtym regionie, staje się oczywiste, że prawostronne fałdki załomowe, takie jak F_{5a} w Górach Orlickich, nie mogły się tam rozwinąć z powodu zbyt małego kąta między powierzchniami foliacji i teoretycznymi powierzchniami ścieć zapadającymi ku południowi. Obserwacja Dumicza sugeruje, że naprężenia kompresyjne w kierunku zbliżonym do NW—SE zaznaczały się na dużym obszarze Sudetów i miały znaczenie regionalne. Kompresja ta mogła miejscami spowodować nieznaczne deformacje powierzchni załomowych S_4 .

System S_6

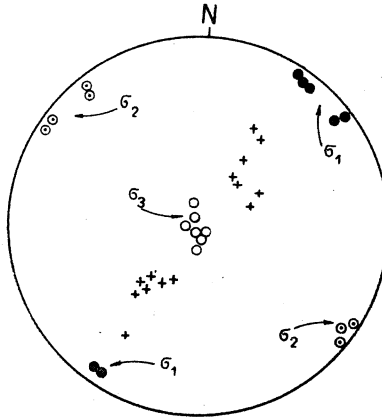
Ustalenie położenia głównych osi regionalnego pola naprężeń w czasie fazy F_6 jest znacznie trudniejsze niż w poprzednich wypadkach. Lokalnie łatwo jest to zrobić tam, gdzie pojawiają się komplementarne sprzężone fałdki załomowe o trójskośnej symetrii, powstałe w fazie F_6 . Podobnie jak w fazie F_5 takie lokalne pola naprężeń wykazują duże wzajemne podobieństwo. Oś pośredniego naprężenia głównego leży w przybliżeniu zawsze horyzontalnie w kierunku NW—SE, oś największego naprężenia — także horyzontalnie w kierunku NE—SW, a oś najmniejszego naprężenia jest w przybliżeniu pionowa (fig. 10). Łatwo zauważyć, że oś σ_3 zajmowała w obu fazach (F_5 i F_6) tę samą pozycję, zmieniły się natomiast jedynie wartości naprężeń wzdłuż osi leżących horyzontalnie — osie σ_1 i σ_2 „zamieniły się” swymi pozycjami. Omawiane fałdki załomowe nie są zbyt częste, choć można je obserwować na całym badanym obszarze. Znacznie częściej natomiast obserwuje się jedynie spękania zgodne przestrzennie z powierzchniami załomowymi tych fałdków. Przyczyną tego jest zapewne zmniejszenie się podatności skał związane z obniżeniem się ciśnienia otaczającego. Odkształcenie przez rozwój fałdków załomowych zastępowane

jest w takich warunkach przez odkształcenie w drodze tworzenia się sprzężonych spękań ścięciowych (por. Anderson, 1974).

Zagadnienie genezy sprzężonych spękań o dość stromych zapadach, w granicach 60° — 85° , ku W (WNW) i N (NNE) lub rzadziej ku E (ESE) i S (SSW) jest dość skomplikowane. Bardzo rzadkie są fałdy załomowe (i to występujące głównie w fyllitach), których powierzchnie załomowe

Fig. 10. Orientacja osi naprężeń głównych w fazie F_6 określona na podstawie sprzężonych komplementarnych fałdków załomowych F_6 . 1 — powierzchnie osiowe fałdków załomowych

Fig. 10. Orientation of the principal stress axes in F_6 phase inferred from the conjugate complementary kink folds. 1 — axial planes of kink folds



byłyby podkreślane wspomnianymi spękaniami. Rzadkość występowania tych fałdów jest zrozumiała wobec wzrostu sztywności (kruchości) rozważanych skał metamorficznych. Brak takich fałdów uniemożliwia jednak stwierdzenie komplementarności omawianych sprzężonych spękań, sam zaś fakt sprzężenia nie jest wystarczający do całkowicie wiarygodnego określenia orientacji osi naprężeń głównych. W związku z tym pojawia się kilka możliwości interpretacyjnych.

1) Biorąc pod uwagę rolę mega- i mezofałdów F_6 przy zmianach orientacji wcześniejszych od nich elementów strukturalnych łatwo zauważyć, że powstanie tych fałdów wpłynęło miejscami na położenie powierzchni foliacji głównej (fig. 1, np. rejon Gołaczów—Kulin—Lewin) i że musiało ono w tych samych miejscach wpłynąć na reorientację powierzchni S_5 . Najprawdopodobniej nie chodziło tu jednak o fałdowanie już istniejących spękań S_5 , lecz przede wszystkim o wyginanie pewnej części, założonych w czasie fazy F_5 , powierzchni osłabień. Stąd też część powierzchni osłabień S_{5b} , zapadających ku NW, po deformacji F_6 przybrała bardziej strome zapady ku NNE, N, NNW i WSW, W, WNW, a część powierzchni osłabień S_{5a} , zapadających ku SE, przybrała zapady ku ENE, E, ESE i SSE, S, SSW (fig. 11 a, b). Osie tych wygięć nachylały się pod różnymi kątami ku NW. Dalsza NE—SW kompresja oraz prostopadłe doń rozciąganie sztywnych już skał w reżimie przesuwczym (układ naprężeń z pionową σ_2), jaki zapa-

nował po uprzednim reżimie nasuwawczym, spowodowały, poprzedzone ścinaniem, otwarcie spękań naśladowujących swym przebiegiem orientację płaskich odcinków owych wygięć, czyli skrzydeł fałdów F_6 , powstałych z deformacji powierzchni S_5 . W końcowym efekcie doszło do powstania

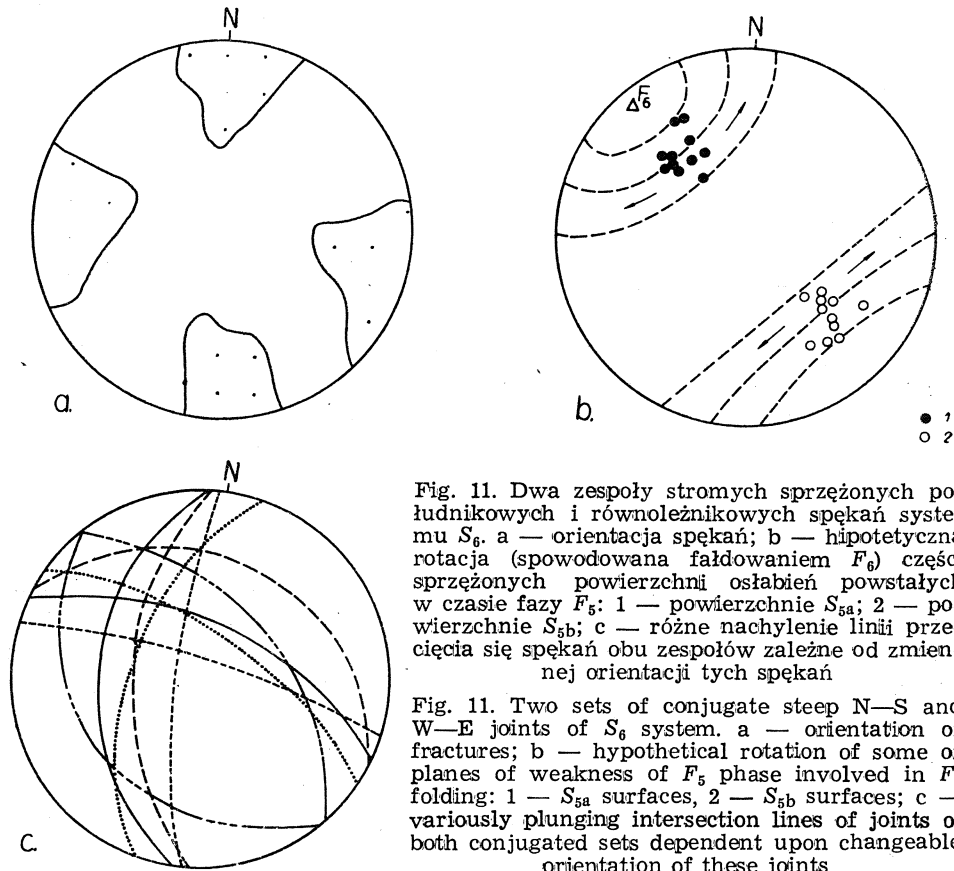


Fig. 11. Dwa zespoły stromych sprzężonych południkowych i równoleżnikowych spękań systemu S_6 . a — orientacja spękań; b — hipotetyczna rotacja (spowodowana fałdowaniem F_6) części sprzężonych powierzchni osłabień powstałych w czasie fazy F_5 : 1 — powierzchnie S_{5a} ; 2 — powierzchnie S_{5b} ; c — różne nachylenie linii przecięcia się spękań obu zespołów zależne od zmiennej orientacji tych spękań

Fig. 11. Two sets of conjugate steep N—S and W—E joints of S_6 system. a — orientation of fractures; b — hypothetical rotation of some of planes of weakness of F_5 phase involved in F_6 folding: 1 — S_{5a} surfaces, 2 — S_{5b} surfaces; c — variously plunging intersection lines of joints of both conjugated sets dependent upon changeable orientation of these joints

rozważanych ścięciowych spękań sprzężonych o podanej powyżej orientacji. Interpretacja taka znajduje potwierdzenie w istnieniu spękań zakrzywiających się w podany sposób (wokół osi NW), jak i w istnieniu terenowej zależności między pojawianiem się omawianych spękań a obecnością mega- czy mezoskopowych fałdów koncentrycznych F_6 . Spękania te są najwyraźniejsze w tych rejonach, w których owe fałdy F_6 są dobrze widoczne w intersekcji i tam gdzie w odkrywkach widać mezofałdy F_6 o metro- wych amplitudach i kilkumetrowych promieniach. Rejony takie pokrywają się zwykle ze strefami występowania stromych spękań, biegnących NW—SE i stanowiących podłużne spękania dla wspomnianych fałdów. Ponadto tam, gdzie spotyka się rozważane spękania sprzężone, brak na ogół spękań S_5 .

2) Przyjmując komplementarność owych stromych sprzężonych spękań i biorąc pod uwagę zaobserwowane miejscami w terenie stopniowe zmiany ich orientacji (od umiarkowanie zapadających ku NE do coraz stromiej zapadających w kierunku NE i N, itd., por. fig. 11c) można by przypuścić, że dochodziło tu do stopniowego obrotu osi σ_2 i σ_3 wokół osi σ_1 , aż do ustalenia się przesuwczego pola naprężeń, w którym oś σ_2 była pionowa, a osie σ_3 i σ_1 — poziome. Ponieważ istnienie takiego pola naprężeń potwierdzone zostało obserwacjami terenowymi (orientacja rys, zwrot przemieszczeń), przeto realność powyższego tłumaczenia zależy od określenia, nie znanej autorowi przyczyny takiej rotacji osi owych naprężeń głównych.

3) Trzecią możliwość stanowi przypuszczenie, że rozważane spękania stanowią nowe, zupełnie niezależne zespoły, związane z istnieniem innych pól naprężeń niż omówione dotychczas. Nie znaleziono jednak wystarczającej ilości danych dla odtworzenia orientacji takich pól i mechanizmu powstania w nich struktur nieciągłych.

Autor przypuszcza, że w tworzeniu się stromych spękań omawianych zespołów sprzężonych miał udział głównie proces naszkicowany w punkcie 1, lokalnie współdziałający z procesem wspomnianym w punkcie 2.

Osobny problem stanowi zespół podłużnych spękań w stosunku do koncentrycznych fałdów F_6 . Geometryczny związek tych spękań ze spękaniami sprzężonymi S_6 i fałdami F_6 sugeruje, że i one powstały, lub przynajmniej zostały założone, w fazie F_6 . Spękania te tworzą jedyny zespół, którego powierzchnie noszą ślady wyraźnej tensji. Najłatwiej byłoby więc przyjąć, że są to ekstensyjne spękania podłużne. Przypuszczalnie i one nie ujawniły się na większą skalę w czasie tworzenia się fałdów koncentrycznych. Otwarcie tych spękań związane jest zapewne z nieco późniejszym wydźwignięciem całego orogenu.

Wydaje się, że fazie F_6 można przypisać wiek górnokarboński. Kierunki NW—SE, dominujące w tej fazie, są charakterystyczne dla górnego karbonu w Sudetach. Na przykład NW—SE wydłużenie niecki śródsudeckiej w górnym karbonie związane jest najprawdopodobniej z prostopadłą do tego kierunku kompresją. Ponadto, jak wiadomo, okres ten związany jest ze znacznym wyniesieniem zrębu Sudetów i silnymi ruchami blokowymi wewnątrz samego zrębu, bez wątplenia młodszymi od wspomnianej kompresji. Najprawdopodobniej z tymi właśnie ruchami pionowymi należy wiązać ujawnianie się spękań w skałach metamorficznych Gór Orlickich, zgodnych z wcześniejszymi powierzchniami osłabień i kierunkami naprężeń szczątkowych.

Zaproponowana przez Price'a (1959) teoria rozwoju spękań zakłada, że spękania powstają w wyniku izostatycznego wydźwignięcia i erozyjnego odciążenia orogenu po zaniku sił górotwórczych, jednakże w zależności od szczątkowych naprężeń, pozostałych po orogenicznym polu naprężeń, które w czasie podnoszenia zostaje zmodyfikowane przez horyzontalną ekstensję.

Górny karbon dla Gór Orlickich był już niewątpliwie okresem takiego podnoszenia i erozji (np. stefańskie zlepienie z Pstrążnej). Wspomniany powyżej reżim przesuwczy pojawił się po końcowych akordach naprężeń orogenicznych (koncentryczne fałdy F_6). Orientacja osi głównych naprężeń przedstawiała się w tym momencie następująco: $\sigma_{NE-SW} = \sigma_1$, $\sigma_{NW-SE} = \sigma_3$, $\sigma_V = \sigma_2$, przy czym σ_3 reprezentowała początkowo jeszcze kompresyjne, potem zaś już naprężenie tensyjne (fig. 12). Poziome rozciąganie doprowadziło do ujawnienia się sprzężonych zespołów stromych spękań systemu S_6 , wyraźnie już zarysowanych (po sfałdowaniu części powierzchni S_5

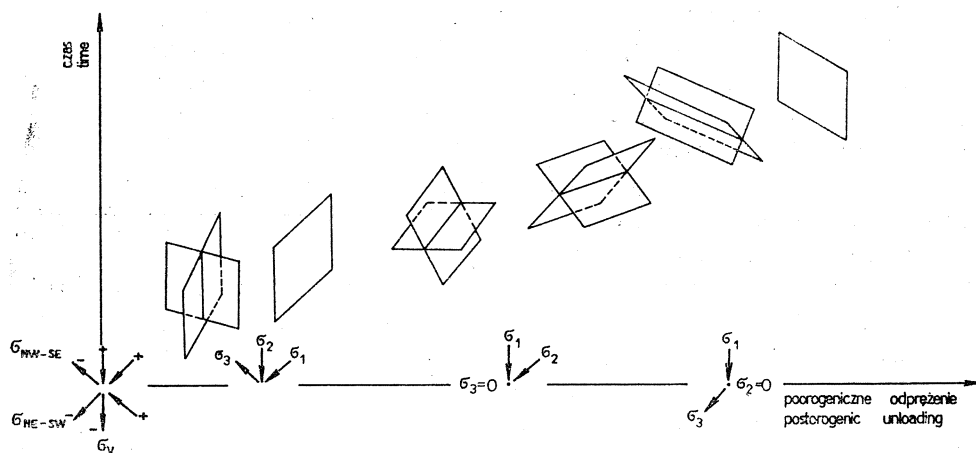


Fig. 12. Hipotetyczna kolejność ujawniania się spękań w skałach metamorficznych Gór Orlickich

Fig. 12. Hypothetical sequence of the appearance of fractures in metamorphic rocks of the Góry Orlickie

w czasie fazy F_6 i po „przewartościowaniu” osi σ_2 i σ_3) naprężeniami ścinającymi. W tych warunkach zapoczątkowane też zostało ujawnianie się spękań biegnących w kierunku NE—SW, a więc spękań systemu S_5 , naśladujących przestrzennie zarówno powierzchnie załamowe jak i powierzchnie osiowe drobniutkich fałdek z wyboczenia. Wtedy też mogło dojść do ujawnienia się spękań systemu S_4 . Powstanie wymienionych spękań sprawiło, iż $\sigma_{NE-SW} = \sigma_2$, $\sigma_{NW-SE} = \sigma_3 \approx 0$, $\sigma_V = \sigma_1$, przy czym zerowa wartość σ_{NW-SE} zapewne już się utrzymała, gdyż brak jest dowodów na istnienie znacznych naprężeń rozciągających w kierunku NW—SE. Stwierdzono natomiast objawy rozciągania w kierunku prostopadłym (spękania ekstensyjne, żyły). Trwającemu nadal podnoszeniu się orogenu musiała zatem towarzyszyć tensja w kierunku NE—SW. Doprowadziło to do redukcji wartości σ_{NE-SW} . W związku z tym: $\sigma_{NE-SW} = \sigma_3$ (tensja), $\sigma_{NW-SE} = \sigma_2 \approx 0$, $\sigma_V = \sigma_1$. W takich warunkach otwarte zostały zarówno łagodnie (lub umiarkowanie) zapadające spękania sprzężonych zespołów systemu S_6 jak i strome NW—SE spękania ekstensyjne tegoż systemu.

USKOKI

Zagadnienie uskokuw wykracza poza temat tej pracy, choć oczywiście jest z nim w dużym stopniu związane. Opracowanie uskokuw w polskiej części Gór Orlickich jest dość trudne, ze względu na brak możliwości bezpośrednich obserwacji powierzchni uskokuw (poza powierzchniami ślizgowymi, wzdłuż których przemieszczenia były najczęściej bardzo nieduże). Istnienie uskokuw praktycznie można stwierdzić jedynie na mapie geologicznej (fig. 1). Brak wystarczającej ilości danych nie pozwala na właściwą interpretację istniejących uskokuw, które w głównej mierze są na badanym obszarze uskokuami wtórnymi (*sensu* Jaroszewski, 1974, str. 99), a w każdym razie niepodobna wykazać ich pierwotności. Jednym wyjątkiem jest tu dyslokacja Pstrážna—Kocioł, przedłużająca się daleko na południe na teren Czechosłowacji (olešnicko-uhřínovský zlom). Dyslokacja ta, związana z dużym wgłębnym rozłamem, ma w okolicach Lewina charakter uskoku normalnego, ale na znacznie dłuższym odcinku, po stronie czeskiej, jest ona uskokuem odwróconym, któremu towarzyszą co najmniej popermskie mylonity i brekcje (Domečka i Opletal, 1974). Owe mylonity są niewątpliwie związane z wtórnymi, stosunkowo młodymi przemieszczeniami wzdłuż powierzchni nieciągłości założonej jeszcze w czasie procesów metamorficznych (Želázníček, 1976a).

Z mapy geologicznej wynika, że po górnej kredzie wzdłuż uskokuw o biegu NE—SW zachodziły na ogół sinistralne przemieszczenia o znacznej składowej poziomej (uskoki zrzutowo-przesuwowe?). Ruch wzdłuż tych uskokuw przesunął lewoskrętnie zarówno starsze od nich uskoki o biegu NW—SE czy N—S, jak i wychodnie warstw górnej kredy niecki śródsudeckiej.

Jest rzeczą interesującą, że większość uskokuw odgraniczających metamorficzne podłoże od skał pokrywy górnokredowej ma obecnie charakter odwrócony, choć wcześniej były one normalne. Świadczy o tym sposób stromienia warstw kredy przy tych uskokuach i stałe występowanie skał metamorficznych w skrzydłach podniesionych (fig. 13). Po górnej kredzie musiało zatem dojść do zmiany zwrotu ruchu wzdłuż wielu uskokuw zrzutowych. Podobne zjawisko zanotował Dumicz (1964) np. w przypadku uskoku Młotów w Górach Bystrzyckich. Autor ten wspomina także o wielokrotności przemieszczeń zachodzących wzdłuż tych samych powierzchni czy stref uskokuw. Obserwacja Dumicza, że przedkredowe ruchy uskokuwe zaznaczone zostały powstaniem brekcji, a pokredowe — zmianami w przebiegu wychodni warstw górnej kredy, jest słuszna także i dla Gór Orlickich. Podobnie potwierdza się spostrzeżenie, że uskoki o biegu NW—SE (do południkowych) są na ogół starsze od uskokuw NE—SW (do równoleżnikowych).

Zrzut tych uskokuw, które stały się odwróconymi po górnej kredzie, był rzędu kilkudziesięciu — stu kilkudziesięciu m. Jak się zdaje, był on

znacznie mniejszy od zrzutu przedkredowego, kiedy to owe uskoki miały charakter normalny (np. uskoki Młotów, jako normalny, miał zrzut około 900 m, a jako odwrócony tylko 150 m; Dumicz, 1964). Mimo zmiany zwrotu przemieszczeń uskoki takie mogły w wielu poziomach intersekcyjnych nadal zachować cechy uskoków normalnych. Zmiana zwrotu ruchów i wtórne powstanie uskoków odwróconych związane było, zdaniem auto-

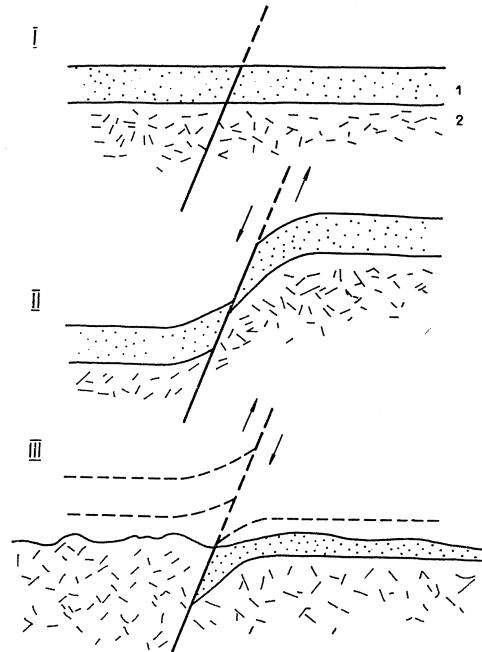


Fig. 13. Schemat ilustrujący pojawienie się po górnokredowych wtórnych uskoków odwróconych. 1 — skały pokrywy górnokredowej; skały metamorficznego podłoża
Fig. 13. A scheme showing development of the post — Upper Cretaceous secondary reverse faults. 1 — Upper Cretaceous cover; 2 — metamorphic basement

ra, z pogórnokredowym podnoszeniem rozważanego obszaru. W tym czasie musiało regionalnie panować dodatnie naprężenie pionowe oraz pozioma tensja, generalnie równa co do wartości we wszystkich kierunkach (grawitacyjny reżim radialny Harlanda i Bayly'ego, 1958). Intensywniejsze od ogólnego pionowe przemieszczanie się jakiegoś bloku, ograniczonego z dwóch (lub więcej) stron uskokami (bądź innymi nieciągłościami) powodowało wytworzenie się w sąsiedztwie każdego z takich uskoków pewnego pola naprężeń, w którym σ_1 było pionowe, σ_2 zgodne z biegiem uskoku, a σ_3 doń prostopadłe. Przypuszczalnie w takich właśnie, zupełnie lokalnych, polach naprężeń dochodziło do pojawiania się wspomnianych uskoków odwróconych.

Z mapy geologicznej (fig. 1) wynika, że choć wzdłuż uskoków NE—SW (do równoleżnikowych) zachodziły na ogół lewoskrętne przemieszczenia o znacznej składowej poziomej, to równocześnie jednak (lub niezależnie) dokonywał się wzdłuż nich ruch o istotnej komponencie pionowej (zmiana szerokości wychodni). Uskoki o biegu NW—SE lub N—S miały prawdopodobnie najczęściej charakter zrzutowy, jednakże stała szerokość wychodni czerwonego spągowca między Jarkowem a Krzyżanowem, przemieszczanych lewoskrętnie wzdłuż uskoków N—S, wskazuje na wyłącznie przesuwczy charakter tych ostatnich.

Z analizy mapy wynika także, iż wzdłuż niektórych uskoków biegnących NE—SW miał miejsce prawoskrętny ruch przesuwczy (między Graniczną a Zieleńcem). Wzdłuż tak samo biegnących uskoków dochodziło jednak niewątpliwie także i do znacznych przemieszczeń pionowych, na które wskazują silnie zestromione warstwy kredy.

Z powyższych uwag zdaje się wynikać, że jakakolwiek interpretacja mechaniczna obserwowanej w Górach Orlickich sieci uskoków jest w tej chwili niemożliwa. Zdaniem autora, uskoki w Górach Orlickich są w większości młodsze od spękań i mają przede wszystkim charakter wtórny, polegający na wykorzystaniu wcześniej powstałych nieciągłości — bądź spękań należących do różnych systemów, bądź związanych z nimi genetycznie kierunków osłabień. Wielokrotność przemieszczeń wzdłuż tych samych powierzchni (stref) uskokowych świadczy o zmieniającym się mechanizmie i przyczynach rozwoju uskoków, z których duża część utworzyła się zapewne dopiero w trzeciorzędzie.

UWAGI KOŃCOWE

Rozwój spękań w skałach metamorficznych polskiej części Gór Orlickich dokonywał się, zdaniem autora, współcześnie z formowaniem się niecki śródsudeckiej. Dno niecki w miarę gromadzenia się w niej osadów uległo prawie 10-kilomerowemu obniżeniu w stosunku do obrzeżenia. Tak znaczne przemieszczenia pionowe, wywołane zapewne ruchami wzdłuż głębokich rozłamów masywu czeskiego (Zeman, 1973; Chaloupský, 1973), wywarły zasadniczy wpływ na odkształcenia skał w przyległych do niecki regionach.

Ujawnienie się (otwarcie) spękań jest procesem młodszym od założenia powierzchni (kierunków) osłabień, które przenoszą się w spękania dopiero po zaniku sił górotwórczych, ale w zależności od pozostawionych przez nie w skałach naprężeń szczątkowych.

Założenie najstarszych spękań (system S_4) dokonało się w układzie naprężeń o trójskośnej symetrii, który wytworzył się wskutek działania w płaszczyźnie pionowej pary sił, wywołanej zapadaniem się podłoża niecki śródsudeckiej w stosunku do obrzeżających ją masywów, wskutek migracji granitoidowej magmy w głębokich poziomach tektonicznych, uka-

zującej się na powierzchni między innymi jako granity karkonoskie (historyczny już pogląd H. Cloosa).

Spękania systemu S_5 zostały założone w jednoskośnym układzie naprężeń, charakteryzowanym przez poziomo leżące osie σ_1 i σ_2 , a wytworzonym przez horyzontalną NW—SE kompresję, związaną z bardzo szybkim pogłębianiem się niecki.

Charakter sedymentacji dolnego karbonu w zachodniej części niecki śródsudeckiej (A. K. Teisseyre, 1975) oraz wydłużenie kulmowego zbiornika świadczą, iż obniżenie to zachodziło wzdłuż kierunków NE—SW. Tak zorientowane linie strukturalne muszą być zatem starsze od prostopadłych do nich kierunków, typowych dla górnego karbonu.

Oś niecki od górnego karbonu przebiega NW—SE. A więc przyjąć można, że w początku górnego karbonu (wizen/namur lub namur) musiało dojść do reorientacji pola naprężeń i pojawienia się poziomej, długotrwałej kompresji skierowanej NE—SW. Kompresja ta, związana zapewne z uczynnieniem się w głębokim podłożu rozłamów o kierunku NW—SE, stanowiła największe naprężenie główne jednoskośnego układu naprężeń (σ_2 pozioma), w którym zostały założone spękania S_6 .

Stopniowe ujawnianie się spękań tych trzech systemów zostało zapoczątkowane z chwilą „przewartościowania” naprężeń ostatniego z opisanych układów wskutek podnoszenia się waryscyjskiego orogenu.

Powstanie regionalnej sieci uskoków, zapoczątkowane przypuszczalnie jeszcze w górnym karbonie, jest w zasadzie pokarbońskie i polega na utworzeniu się wtórnych uskoków, wykorzystujących starsze powierzchnie nieciągłości. Stwierdzenie to nie obejmuje starych dyslokacji, rozwiniętych w wąskich strefach w nadkładzie potężnych wgłębnych rozłamów podłoża, oraz uskoków normalnych, powstałych w czasie podnoszenia orogenu, w okresie ujawnienia się spękań.

Należy wspomnieć, że spękania obserwowane w karbońskich granitoidach masywu Kudowy—Oleśnic tworzą zespoły o identycznej orientacji i geometrii co zespoły spękań wchodzących w skład systemów S_5 i S_6 , rozpoznanych w skałach metamorficznych Gór Orlickich (Żelazniewicz, 1977). W granitoidach nie znaleziono jedynie spękań odpowiadających systemowi S_4 . Potwierdzałoby to wysunięte wcześniej przypuszczenie, że główna masa granitoidów intrudowała po fazie F_4 . Wspomniane podobieństwo spękań w granitoidach i skałach metamorficznych wskazuje, że i masyw, i osłona wspólnie podlegały sztywnym deformacjom oraz potwierdza w pewnej mierze słuszność przedstawionej koncepcji rozwoju spękań w Górach Orlickich.

Warto też zaznaczyć, że fałdki załomowe, obserwowane przez J. H. Teisseyre'a (1973), w skałach Rudaw Janowickich i Lasockiego Grzbietu (NW obrzeżenie niecki śródsudeckiej) są bardzo podobne w swej orientacji, geometrii i sekwencji wiekowej do fałdków załomowych w górach Orlickich. Podobieństwo to przemawia za zaproponowaną interpretacją

regionalnych układów naprężeń, w których tworzyły się kolejne zespoły fałdków załomowych.

Orientacja ortogonalnego ciosu, stwierdzonego w górnokredowych piaskowcach Gór Stołowych (Jerzykiewicz, 1968) odpowiada orientacji stromych spękań NE—SW z systemu S_5 i stromych spękań NW—SE z systemu S_6 , a więc dwóm podstawowym kierunkom, charakterystycznym dla omawianej części Sudetów już od karbonu. Jerzykiewicz nie przedstawia jednak żadnej interpretacji genezy tego ciosu. Wydaje się, że pokredowe blokowe ruchy podłoża wzdłuż tych dwóch kierunków mogły wytworzyć w cienkiej pokrywie kredowej naprężenia, które rozładowując się tworzyły ortogonalne spękania, naśladujące swym przebiegiem główne linie strukturalne podłoża. Cios piaskowców gór Stołowych mógłby być zatem odziedziczony.

Pracownia Geologii Starych Struktur
Zakład Nauk Geologicznych PAN
ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław

Maszynopis nadesłano IV 1975,
przyjęto do druku X 1976

WYKAZ LITERATURY REFERENCES

- Anderson T. B. (1964). Kink-bands and related geological structures. *Nature*, 202, pp. 272—274.
- Anderson T. B. (1969). The geometry of a natural orthorhombic system of kink-bands. *Geol. Surv. Pap. Can.*, 68—52, pp. 200—228.
- Anderson T. B. (1974). The relationship between kink-bands and shear fractures in the experimental deformation of slate. *J. Geol. Soc. Lond.*, 130, pp. 367—382.
- Borg I., Handin J. (1966). Experimental deformation of crystalline rocks. *Tectonophysics*, 3, 4 pp. 249—368.
- Chaloupský J. (1973). The basement of the Cretaceous and the Permo-Carboniferous of northern Bohemia. *Geol. Rdsch.*, 62, 2, pp. 581—594.
- Clifford P. M. (1969). Kink-band development in the Lake St. Joseph area, north-western Ontario. *Geol. Surv. Pap. Can.*, 68—52, pp. 229—242.
- Dewey J. F. (1965). Nature and origin of kink-bands. *Tectonophysics*, 1, 6, pp. 459—494.
- Dewey J. F. (1966). Kink-bands, in the Lower Carboniferous slates of Rush, Co. Dublin. *Geol. Mag.*, 103, 2, pp. 138—142.
- Dewey J. F. (1969). The origin and development of kink-bands in a foliated body. *Geol. J.*, 6, 2, pp. 193—216.
- Domečka K., Opletal M. (1974). Granitoidy západní části orlickokladské klenby (The granitoids of the western part of the Orlické Hory — Kłodzko dome). *Acta Univ. Car.-Geologica*, 1, pp. 75—109.
- Donath F. A. (1969). Experimental study of kink-band development in Martinsburg slate. *Geol. Surv. Pap. Can.*, 68—52, pp. 255—292.
- Dumicz M. (1960). Obserwacje drobnych struktur tektonicznych w południowej części metamorfiku Gór Bystrzyckich (Notes on minor tectonic structures in the southern part of the metamorphic of the Bystrzyckie Mts, Sudeten). *Acta Geol. Pol.*, 10, 1, pp. 49—64.

- Dumicz M. (1964), Budowa geologiczna krystaliniku Gór Bystrzyckich (Geology of the crystalline massif of the Bystrzyckie Mts). *Geol. Sudetica*, 1, pp. 169—208.
- Grocholski W. (1967), Tektonika Gór Sowich (Structure of the Sowie Mts). *Geol.* 3, pp. 181—249.
- Harland W. B., Bayly M. B. (1958), Tectonic regimes, *Geol. Mag.*, 95, 2, pp. 89—104.
- Jaeger J. C. (1960), Shear failure of anisotropic rocks. *Geol. Mag.*, 97, 1, 65—72.
- Jaroszewski W. (1972), Drobnostukturalne kryteria tektoniki obszarów nieorogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich (Mesoscopic structural criteria of tectonics of non-orogenic areas: an example from the north-eastern Mesozoic margin of the Świętokrzyskie Mountains). *Studia geol. pol.*, 38, pp. 9—210.
- Jaroszewski W. (1974), Tektonika uskoków i fałdów. Warszawa 296 p.
- Jerzykiewicz T. (1968), Uwagi o orientacji i genezie ciosu w skałach górnokredowych niecki śródsudeckiej (Remarks on the origin and orientation of joints in the Upper Cretaceous rocks of the Intrasedetic Basin). *Geol. sudet.*, 4, pp. 465—475.
- Marshall B. (1966), Kink-bands and related geological structures. *Nature*, 210, pp. 1249—1251.
- Price N. J. (1959), Mechanics of jointing in rocks. *Geol. Mag.*, 96, 2 pp. 149—167.
- Ramsay J. G. (1962), The geometry of conjugate fold systems, *Geol. Mag.*, 99, 6, pp. 516—526.
- Roberts J. L. (1966), The formation of similar folds by inhomogeneous plastic strain, with reference to the fourth phase of deformation affecting the Dalradian rocks in the southwest Highlands of Scotland. *J. Geol.*, 74, 6, pp. 831—854.
- Tchalenko J. S. (1968), The evolution of kink-bands and the development of compression textures in sheared clays. *Tectonophysics*, 6, 2, pp. 159—174.
- Teisseyre A. K. (1973), Carboniferous fans and conglomerates in the Central Sudetes: marginal faults, downfaulting and sedimentation. *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. de la Terre*, 21, 2, pp. 147—155.
- Teisseyre A. K. (1975), Sedymentologia i paleogeografia kulmu starszego w zachodniej części niecki śródsudeckiej (Sedimentology and paleogeography of the kulm alluvial fans in the western Intrasedetic Basin, Central Sudetes, SW Poland). *Geol. sudet.*, 9, 2 pp. 7—89.
- Teisseyre H. (1971), Zagadnienie analizy strukturalnej w Sudetach, jej cele i metodyka (Structural analysis in the Sudetes Mts). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 31, 1, pp. 93—118.
- Teisseyre J. H. (1973), Skały metamorficzne Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego (Metamorphic rocks of the Rudawy Janowickie and Lasocki Grzbiet ranges). *Geol. sudet.*, 8 pp. 7—110.
- Wojciechowska I. (1966), Budowa geologiczna metamorfiku dorzecza Scinawki Kłodzkiej (Geology of the metamorphic massif in the basin of the Scinawka Kłodzka). *Geol. sudet.*, 2, pp. 261—294.
- Zeman J. (1973), Tekstogeneza wawyszyjska masywu czeskiego i jej związek z rozłamaniami wgłębny. *Prz. geol.* 7, pp. 378—381.
- Żelaźniewicz A. (1973), Kink band structures in the Orlica Mts, Middle Sudetes (Fałdy załomowe w metamorfiku Gór Orlickich). *Acta geol. pol.*, 23, 2, pp. 273—291.
- Żelaźniewicz A. (1976a), Tectonic and metamorphic events in the Polish part of the Orlickie Mts (Zjawiska tektoniczne i metamorficzne w skałach polskiej części Gór Orlickich). *Geol. sudet.*, 11, 1, pp. 101—177.
- Żelaźniewicz A. (1976b), On the possibility of application of kink-bands to fracture analysis. *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. de la Terre*, in press.

Zelaźniewicz A. (1977). Uwagi o spekanjach w granitoidach masywu Kudowy — Oleśnic (Remarks on jointing in granitoids of the Kudowa — Oleśnice massif). Geol. Sudet., 12, 2, in press.

SUMMARY

Abstract: Three fracture systems were recognized in metamorphic rocks of the Góry Orlickie. It was ascertained that fractures and kink folds display a certain genetic affinity and that the fractures are generally parallel to the kink surfaces. Conjugate complementary kink folds of three sets differing in their age were used to reconstruct the orientations of the principal axes of successive stress fields. It was assumed that the development of the kink folds was accompanied by the formation of penetrative weakened planes parallel to the kink surfaces. These planes of weaknesses concordant with directions of the residual stresses, were transformed into actual fractures during postorogenic uplift and relaxation. Kinking and fracturing of metamorphic rocks of the investigated region were referred to the tectonic forces connected with the formation of the Intrasudetic Basin in the Carboniferous period.

INTRODUCTION

Metamorphic rocks of the Polish part of the Góry Orlickie are represented mostly by mica schists of the Stronie formation and phyllites of the Nové Město formation (fig. 1). These rocks were affected by several deformational phases (F_1 — F_6) during Hercynian orogeny (Zelaźniewicz 1976 a). The main folding and metamorphism of the primary sedimentary series were connected with the oldest phases. Surfaces of the main foliation (S_2) dip moderately westwards but departures to northwest or southwest are also recorded.

CHARACTERISTICS OF KINK FOLD SETS AND JOINT SYSTEMS

F_4 deformational phase gave rise to the oldest set of kink folds plunging generally to the west. Their axial planes referred to as S_4 dip gently southwestwards. Only few sites have been encountered where the above kink fold set is paired with the other one to form a conjugate complementary system. Then, the second set of kink planes (S_{4b}) dips towards southeast.

Penetrative conjugate and complementary kink folds were developed in F_5 phase. They plunge to SW and their axial planes (S_{5a} and S_{5b}) dip to the NW and SE directions. This phase also effected the minute buckle folds having steep NW—SE axial planes.

F_6 deformational phase gave rise to the northwesterly plunging kink folds. They are also conjugate and complementary, though by no means so common as F_5 ones. The F_6 kink folds are overwhelmed by F_6 concentric buckled folds of meso- and megascopic dimensions. Their vertical axial planes run in the NW—SE direction.

Field observations have indicated that fractures either precisely follow axial planes to the kink folds or they are parallel, in general, to the kink surfaces even in unknicked domains. Fairly often fractures appear as the actual prolongation of geometrical axial planes to the kinks. Sometimes, can be encountered the curved fractures to follow the bent kink planes. The spatial agreement of the observed fractures and axial planes to the kink folds of the three investigated sets, gave the author a good reason to distinguish in the study area three joint systems referring in a certain way to these folds. Thus the joint systems were denoted by means of the same symbols — S_4 , S_5 , and S_6 — that were previously applied to discerning the successive sets of kink surfaces.

Joints of S_4 system dip shallowly towards southwest with departures to the W, WSW, S, and exceptionally SE directions. These departures are caused either by the curved fracture surfaces or, sometimes, by a fan-like arrangement of fractures which follow axial planes to several kink folds displaying a pretty disharmonic geometry (Fig. 2).

Joints of S_5 system dip moderately to northwest and southeast or they are nearly vertical and run in the NE—SW direction.

Joints of S_6 system dip moderately or steeply to NE and SW or they are steep, running in the NNE—SSW, WNW—ESE, and NW—SE directions.

Statistical orientation of the joints observed in the investigated region, is illustrated by diagrams in Fig. 3.

INTERPRETATION OF FRACTURE DEVELOPMENT

Genetic interpretation of the observed fracture pattern is based upon the author's (Żelaźniewicz, 1976b) previous suggestions stating that in the course of kink-band development a lot of penetrative planes of weaknesses or actual discontinuities (cf. Donath, 1969) are produced. They refer to the planes of high shearing stresses, to which are parallel both the penetrative kink planes and the directions of the residual stresses. Based on Price's (1959) theory, the author assumes that it is these directions and weakened planes that nearly completely control the development of joints during post-orogenic uplifting. Thus, the kink folds and the fractures closely (as mentioned above) related to them can be subject to the same mechanical analysis, no matter when the latter are "opened". In his considerations the present author has assumed the so-called shearing theory of kink-band but taking into account the numerous supplements done by many research workers (Anderson, 1964, 1969, 1974; Borg, Handin, 1966; Dewey, 1969; Marshall, 1966; Roberts, 1966; Tchalenko, 1968) in order to explain the problem of the obtuse angle of conjugate contemporary shears, which is commonly found to face the direction of the maximum compression.

Having analysed A. K. Teisseyre's (1973, 1975) sedimentological observations and conclusions, the present author found that the regional kinking in the Góry Orlickie area was contemporaneous with the development of the neighbouring Intrasudetic Basin which, in the Lower Carboniferous, was, in general, strongly elongated in the NE—SW direction, filling with nearly 8 km thick pile of terrestrial deposits. Two inferred developmental stages of this Dinantian basin (Fig. 4) corresponded to F_4 and F_5 deformational phases recorded by metamorphic rocks of the Góry Orlickie.

The pairs of F_4 conjugate complementary kink folds (Fig. 5) are very rarely occurring but even few findings have been enough to determine, by means of Ramsay's (1962) method, the orientation of the principal stresses (Fig. 6) which operated during the F_4 phase. Sporadic occurrences of F_4 complementary kink folds may, in some instances, be accounted for by a mechanism of development of high-angle kink-bands (cf. Dewey, 1965, 1966, 1969; Tchalenko, 1968). But in most cases, it appears to be quite obvious that actually was developed only one kink fold set of the two sets possible in complementary conjugate system. This depended merely upon the values of the dihedral angles formed between surfaces of the mechanically effective foliation (S_2) and theoretical shearing planes referred to as S_{4a} and S_{4b} (cf. Fig. 6). Hence, the orientation of the main foliation surfaces (S_2) greatly controlled the F_4 kinking which took place in the regional stress field characterized by triclinic symmetry. The curved S_4 surfaces likely resulted from the modification of once formed kink structures by the consequently later uniform flattening.

Ramsay's method was also applied to F_5 conjugate complementary kinks to reconstruct position of the principal axes of the regional stresses operating during F_5 deformational phase (Fig. 7). Frequently met bendings of S_5 kink surfaces (Fig. 8) may be explained by the prolonged influence of a mechanism of uniform flattening. The observed fact that some fractures follow the curved kink surfaces (produced both in F_4 and F_5 phases) seems to prove that fractures, in general, took advantage of the earlier developed weaknesses and were formed after the kinking. This view is also supported by the existence of fractures which are spatially parallel to the kink planes though the fractures themselves may cut even unknicked domains. The development of the tiny upright F_5 buckle folds (Fig. 9) seems to manifest that the regional compressive stresses of F_5 phase were not entirely dissipated by the formation of penetrative kink folds and the rocks also yielded through the production of these buckled folds. Axial planes to those minute folds were paralleled by radial fractures of microscopic dimensions.

Commonly occurring kink-bands were also reported by Dumicz (1960, 1964) from the Góry Bystrzyckie region (adjacent to the Góry Orlickie). Those kink-bands may, in the present author's view, be referred

to the F_5 kink folds recognized in the Góry Orlickie. This would suggest a regional significance of the NW—SE directed compression.

Based on the geometry of F_6 conjugate complementary kink folds, the author determined position of the regional principal stress axes in F_6 phase (Fig. 10). The σ_1 axis was represented by the NE—SW acting compression, so perpendicular to that operating in the preceding phase. The change in the orientation of the regional compressive stresses gave rise to a remodelling of the Intrasedimentary Basin whose longer axis has run in the NW—SE direction since the Upper Carboniferous. This direction is characteristic of Upper Carboniferous structures in the considered part of Sudetes. For this reason it seems very probable that the F_6 deformational phase recognized in the Góry Orlickie metamorphic rocks, may also be assigned to the Upper Carboniferous.

Far more complicated is the problem of origin of the fairly steep NNE—SSW and WNW—ESE trending fractures. They are conjugate but there is no evidence of their contemporaneity. Of several possible here interpretations, the present author prefers the one stating that in the F_6 mesoscopic and megascopic buckled folds must have been involved both the main foliation surfaces and some planes of weaknesses which were produced in F_5 phase to parallel S_{5a} and S_{5b} kink surfaces. Therefore, after the F_6 folding, some of S_{5b} weakened planes that previously dipped northwesterly became inclined to NNE, N, NNW and WSW, W, WNW whereas some of S_{5a} weakened planes dipping previously southeasterly started now to be inclined to ENE, E, ESE and SSE, S, SSW (Fig. 11a, b). During the post-orogenic uplift subsequent to F_6 compression, the straight fragments of these flexures, i. e. limbs of the mentioned folds, were transformed into the actual steep conjugate fractures oriented diagonally to the F_6 buckled folds. The above interpretation is supported by the fact that one can observe joints curved in the same way as the surfaces involved in those hypothetical folds and by the significant fact that the discussed fractures are encountered where F_6 mega- and mesofolds have been recognized and where joints of S_5 system are scarce. It also is worthy to mention that in some localities, the fractures in question and the fractures parallel to S_6 kink planes exhibit a certain affinity because of existence of joints whose spatial positions are intermediate with respect to those displayed by the two above mentioned sets of fractures (Fig. 11c).

The fractures following axial planes to the F_6 buckled folds or parallel to these planes, represent surely a category of radial joints and they are likely of extensional origin.

The F_6 phase is considered as the last deformational episode. It was only followed by a period of post-orogenic uplift, decay of the orogenic stresses and dissipation of the residual ones. In the very period, started to appear the presently observed fractures that had been initiated in the tectogenic stage (F_4 , F_5 and F_6 phases) as penetrative planes of weak-

nesses. The stress field immediately after F_6 phase was such that $\sigma_{NE-SW} = \sigma_1$, $\sigma_V = \sigma_2$, $\sigma_{NW-SE} = \sigma_3$ (initially compressional, later tensional). Horizontal extension resulted in opening of the steep conjugate fractures of S_6 system (Fig. 12). Simultaneously started to open the NE—SW trending fractures of S_5 system as well as S_4 fractures. After development of the just mentioned fractures, the values of the principal stresses were reduced and now the stress field was such that $\sigma_{NE-SW} = \sigma_2$, $\sigma_{NW-SE} = \sigma_3 \approx \approx 0$, $\sigma_V = \sigma_1$. Further uplifting of the orogene was accompanied by extension in the NE—SW direction. The value of σ_{NE-SW} was again reduced so that $\sigma_{NE-SW} = \sigma_3$ (tension), $\sigma_{NE-SW} = \sigma_2 \approx 0$, $\sigma_V = \sigma_1$. In such a stress field, were opened both gently (or moderately) dipping (to NE and SW) joints of conjugate sets of S_6 system and vertical NW—SE trending joints of this system.

The problem of faults lies beyond the scope of this paper. But it should be mentioned here that nearly all the observed faults are of secondary origin and display signs of multiple displacements. For instance, the majority of faults separating, in the present level, metamorphic basement from Upper Cretaceous cover, was recognized as the secondary faults (Fig. 13) which took advantage of the pre-existing discontinuities (i.e. joint surfaces).

The proposed concept of the development of fracturing in the Góry Orlickie region, was to some extent confirmed by J. H. Teisseyre's (1973) observations, who studied tectonic structures in metamorphic rocks on the other side (the Rudawy Janowickie Range) of the Dinantian Intra-sudetic Basin. He described kink folds very similar in their orientation, geometry, morphology, and age sequence to the kink folds reported by the present author. Another support is due to the observation that fracture pattern observed in a small flat-lying body of the Kudowa—Olešnice Hercynian granitoids, is almost identical with that recognized in the Góry Orlickie metamorphic rocks which form the cover of this massif (Zelaźniewicz, 1977). Thus it is evident from these notices that the „movement picture” recognized by the author is valid for considerable part of the Sudetes.

*Institute of Geological Sciences
Polish Academy of Sciences
ul. Cybulskiego 30
50 205 Wrocław*