

WOJCIECH MORAWSKI

## Tektonika północnego skrzydła synklinorium podhalańskiego w rejonie Niedzicy

### TECTONICS OF THE NORTHERN LIMB OF THE PODHALE SYNCLINORIUM

**STRESZCZENIE:** W północnym skrzydle synklinorium podhalańskiego, na odcinku Łapsze Niżne — Niedzica — Łysa nad Dunajcem, stwierdzono zaburzenia tektoniczne występujące w strefach przebiegających równoległe do dyslokacyjnego kontaktu fliszu podhalańskiego z Pienińskim Pasem Skałkowym. Zaburzenia te zostały zinterpretowane jako efekt blokowych przemieszczeń w podłożu. W wyniku przeprowadzonej analizy kierunków spękań ciosowych, poza strefą przykontaktową stwierdzono układ ciosu charakterystyczny dla całego Podhala. Natomiast w strefie przykontaktowej występuje jeden główny system ciosu, skośny do linii kontaktu. Podobną orientację ma system przypuszczalnych uskoków przesuwczych, na których założone są doliny potoków. Struktury skośne do linii kontaktu wydają się być efektem poziomego przesunięcia Pienińskiego Pasa Skałkowego ku zachodowi.

#### WSTĘP

Badania przeprowadzono na terenie północno-wschodniego Podhala na odcinku Łapsze Niżne — Niedzica — Łysa nad Dunajcem (fig. 1), obejmującym wschodnią część północnego skrzydła synklinorium podhalańskiego<sup>1</sup>, ograniczonego od północy dyslokacyjnym kontaktem z Pienińskim Pasem Skałkowym. Obszar ten, dzięki licznym potokom obfitującym w odsłonięcia, jest wyjątkowo dobrze czytelny.

Prace kartograficzne zostały wykonane w ramach pracy magisterskiej pod kierunkiem prof. K. Guzika (Morawski 1970); obserwacje przeprowadzono w ok. 800 odsłonięciach, w których dokonano ok. 2000 po-

<sup>1</sup> Stwierdzenie we fliszu podhalańskim struktur fałdowych niższego rzędu w pełni uzasadnia używanie terminu *synklinorium podhalańskie*.

miarów płaszczyzn ciosowych. Rozważania genetyczne oparł autor na obserwacjach przeprowadzonych w latach 1968—1970 na terenie wschodniego Podhala, a także na obszarach przyległych na terenie Słowacji.

Autor składa serdeczne podziękowanie Doc. dr hab. P. Roniewiczowi za wnikliwą ocenę pracy w trakcie jej przygotowywania do druku, zaś Mgr L. Mastelli dziękuje za udostępnienie części pomiarów wykonanych w dolinie potoku Strzyzabek.

### ZABURZENIA TEKTONICZNE

Autorzy zajmujący się kontaktem Pienińskiego Pasa Skalkowego z fliszem podhalańskim są zgodni co do tektonicznego charakteru tego kontaktu (Birkenmajer 1959, 1961; Pokropek 1960; Halicki 1963; Watycha 1968). Jak wskazują badania przeprowadzone przez A. Dorembowicz (1970) na odcinku Niedzica — Łapsze Niżne, kontakt fliszu z pasem skałkowym stanowi kilkudziesięciometrowej szerokości strefę dyslokacyjną, wzdłuż której nastąpił pionowy ruch bloku pienińskiego o znacznej amplitudzie. Szereg zjawisk zaobserwowanych w tej strefie świadczy o silnej kompresji towarzyszącej przesunięciom po pionowej lub stromo ku południowi nachylonej powierzchni kontaktu.

W toku przeprowadzonych badań autor stwierdził, że występujące w północnym skrzydle synklinorium podhalańskiego zaburzenia tektoniczne występują w kilku strefach równoległych do kontaktu fliszu z pasem skałkowym (fig. 1).

#### *Strefa przykontaktowa*

W kilkusetmetrowej szerokości pasie fliszu podhalańskiego, przylegającym od południa do serii skałkowych — nazywanym dalej strefą przykontaktową — obserwuje się stopniowe zmniejszanie się upadów warstw (strefa I na fig. 1 i 2). Przy samym kontakcie warstwy stoją pionowo, lub znajdują się w położeniu odwróconym ze stromymi upadami ku północy, są silnie sprasowane i zdyslokowane. Charakterystycznymi dla strefy przykontaktowej są liczne uskoki odwrócone o powierzchniach przeważnie pochylonych ku północy pod kątem ok. 40—70°. Uskoki tego typu, wykazujące różną amplitudę przesunięcia, spotykane są pojedynczo (pl. 1, fig. 1), lub masowo blisko siebie (fig. 3).

Na linii Łapszanki, ok. 1 km na południe od kontaktu, w kilku miejscach wzdłuż linii równoległej do kontaktu, warstwy stoją pionowo tworząc fleksurowate przegięcia (pl. 1, fig. 2); zaburzenia te wygasają na niewielkim odcinku profilu.

#### *Strefa fleksur*

W odległości 1300—1500 m na południe od kontaktu, przebiega strefa silnych zaburzeń tektonicznych występujących pasem o szerokości 600—1000 m (strefa II na fig. 1 i 2). Strefa ta, stwierdzona przez K. Grzybek (1956), została przez W. Pokropka (1960) prześledzona od Kacwińskiej Rzeki na wschodzie do granicy państwa na za-

chodzie. Zdaniem W. Pokropka, strefa ta powstała w wyniku fleksurowego ugięcia warstw fliszowych na jakiejś przeszkodzie istniejącej w podłożu. B. Halicki (1963) uważał ją natomiast za efekt „grawitacyjnych ześlizgów”, jakie nastąpiły po stromo podgiętych w pobliżu kontaktu warstwach fliszowych.

Charakterystyczną dla strefy fleksur jest ostra granica północna. Na jednej linii gwałtownie zaczynają tutaj występować niewielkie formy fałdowe z typowymi fleksurowymi przegięciami o wergencji południowej, oraz szereg uskoków. Charakterystycznymi są zgniecenia i sprasowania ławic (pl. 2, fig. 1), a także drobne zafałdowania i złuszkowania (pl. 2, fig. 2). Wszystkie te struktury świadczą o działaniu sił poziomych, skierowanych ku południowi.

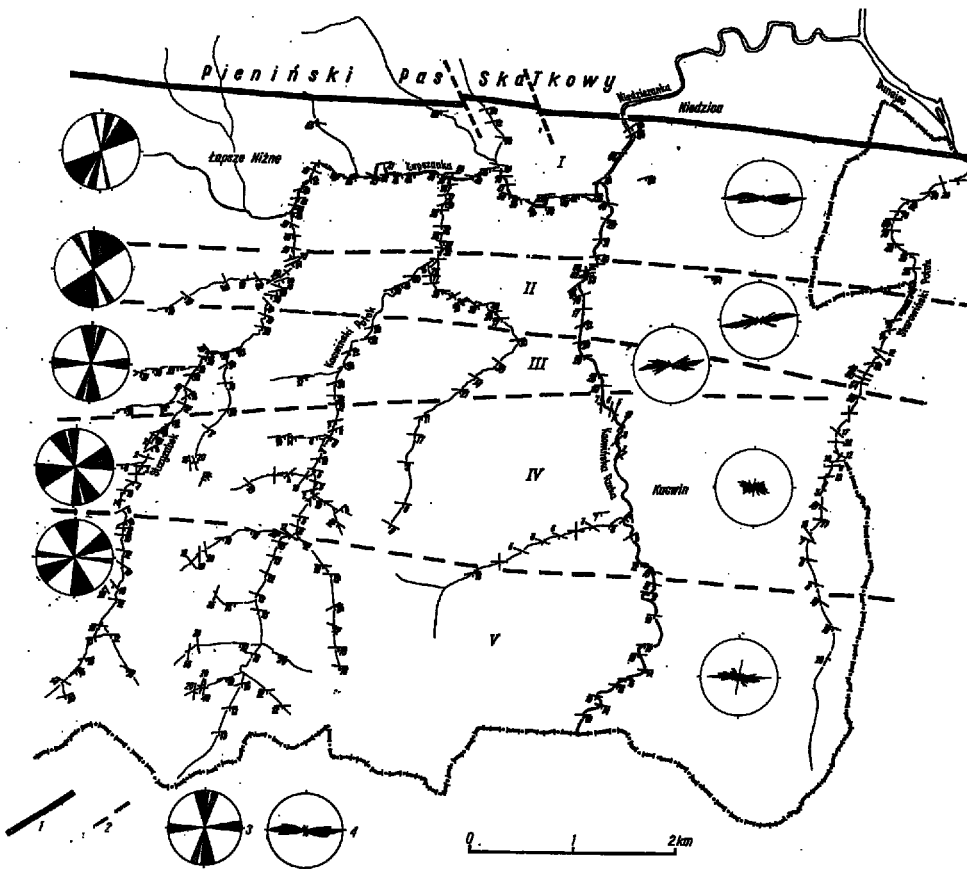


Fig. 1

Szkic tektoniczny pn.-wschodniej części Podhala

1 linia kontaktu fliszu podhalańskiego z Pienińskim Pasem Skałkowym (wg Dorembowicz, 1970), 2 granice wyróżnionych stref tektonicznych (I przykontaktowa, II fleksur, III przejściowa, IV antyklinalna, V osłowa synklinorium podhalańskiego), 3 diagramy bieglów warstw, 4 diagramy głównych kierunków ciosu

Tectonic sketch-map of the NE part of Podhale

1 tectonic contact of the Podhale flysch and Pieniny Klippen Belt (after Dorembowicz, 1970), 2 boundaries of distinguished tectonic zones (I contact zone, II flexure zone, III intermediate zone, IV anticlinal zone, V axial zone of the Podhale synclinorium), 3 diagrams of the strike of beds, 4 diagrams of the main joint systems

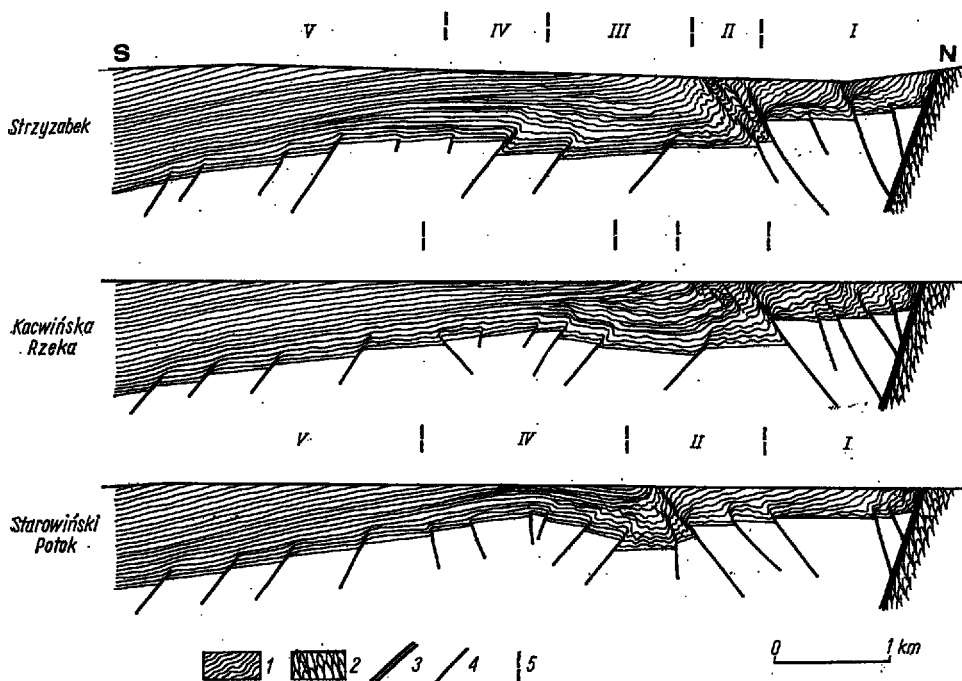


Fig. 2

Przekroje geologiczne wraz z hipotetyczną interpretacją tektoniki podłoża (skala pionowa nie zmieniona)

1 flisz podhalański, 2 serie skałkowe, 3 powierzchnia kontaktu fliszu podhalańskiego z Pieninским Pasem Skałkowym, 4 uskoki, 5 granice wyróżnionych stref tektonicznych (por. fig. 1)

Geological cross-sections and a supposed interpretation of the substrate tectonics (vertical scale the same)

1 Podhale flysch, 2 Klippen-Belt series, 3 contact surface of the Podhale flysch and Pieniny Klippen Belt, 4 faults, 5 boudaries of distinguished tectonic zones (cf. Fig. 1)

Występujące w poszczególnych profilach struktury fałdowe szybko wygasają wzdłuż biegu. Z wyjątkiem dużej fleksury obserwowanej na przestrzeni kilkuset metrów w profilu Kacwińskiej Rzeki, są to formy niewielkie o średnicy kilku do kilkunastu metrów, pocięte przeważnie stromo pochyłymi uskoki, o niewielkich zrzutach.

### Strefa przejściowa

Zaburzenia strefy fleksur ku południowi wygasają stopniowo. Następuje pas nie zaburzony tektonicznie, o upadach warstw od  $30^\circ$  do kilkunastu stopni ku południowi, a biegach znacznie częściej odchylonych od azymutu kontaktu fliszu podhalańskiego z pasem skałkowym (por. diagramy biegów warstw na fig. 1). Przy statystycznym opracowaniu ciosu obszar ten potraktowano oddzielnie nazywając go strefą przejściową, z uwagi na położenie między dwiema strefami zaburzeń (strefa III na fig. 1 i 2). Ku wschodowi strefa przejściowa wyklinowuje się.

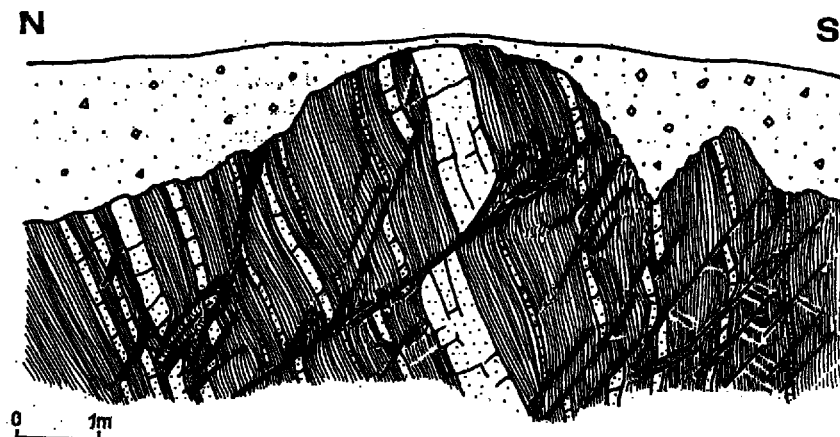


Fig. 3

System uskoków kompresyjnych w odsłonięciu fliszu podhalańskiego (skarpa Niedziczanki, ok. 100 m na S od kontaktu z Pienińskim Pasem Skałkowym; azymut skarpy ok.  $160^\circ$ , bieg warstw ok.  $70^\circ$ )

Compression fault system in the Podhale flysch (exposure in the Niedziczanka stream, c. 100 m south of contact with the Pieniny Klippen Belt; azimuth of the bluff c.  $160^\circ$ , strike c.  $70^\circ$ )

### *Strefa antyklinalna*

W odległości 2,5 do 3 km na południe od kontaktu fliszu z pasem skałkowym obserwuje się małe upady warstw, nie przekraczające w zasadzie  $10^\circ$ . Miejscami występują niewielkie, szerokopromienne kopuły opadające łagodnie we wszystkie strony. Obszar ten (strefa IV na fig. 1 i 2) charakteryzuje się znaczną zmiennością biegów warstw (diagram biegów warstw strefy IV na fig. 1), oraz licznymi uskokami pionowymi o niewielkich zrzutach. Zaobserwowano przesunięcia po powierzchniach ciosowych, wyrażone rysami ślizgowymi o różnej orientacji przestrzennej. W strefie tej napotkano kilka źródeł wód siarkowodorowych, które są często spotykane w strefie przykontaktowej (Macioszczyk 1959).

Ku wschodowi strefa antyklinalna rozszerza się stopniowo, kosztem zważania się strefy przejściowej. W tym też kierunku jej antyklinalny charakter jest coraz wyraźniejszy, a w najbardziej ku wschodowi wysuniętym profilu Starowińskiego Potoku (na fig. 2) stanowi ją duża antyklina. Północne jej skrzydło, szerokości ok. 700 m, posiada upady rzędu kilkunastu do dwudziestu kilku stopni ku północy, podczas gdy na południowym skrzydle upady są kilkustopniowe ku południowi.

Mimo że ku południowi zbliżamy się do osi synklinorium podhalańskiego, w związku z czym sukcesywnie zmniejszanie się upadów jest w pełni uzasadnione, to jednak strefa antyklinalna stanowi odrębną formę strukturalną, ciągnącą się zarówno ku zachodowi, gdzie zważa się i jest słabo czytelna, jak i ku wschodowi na terenie Słowacji, gdzie utrzymuje charakter antykliny jeszcze na przestrzeni ok. 5 km (Chmelik & al. 1963). Odrębność tej strefy podkreśla fakt, że ku południowi upady warstw szybko wzrastają do kilkunastu stopni, z wyraźnym równoczesnym, ponownym „uporządkowaniem” biegów warstw (por. diagramy biegów warstw na fig. 1), zgodnie z przebiegiem kontaktu.

### *Strefa osiowa synklinorium podhalańskiego*

Na południe od strefy antyklinalnej warstwy fliszowe są niezaburzone, z upadami kilkunastostopniowymi ku południowi (strefa V na fig. 1 i 2). Dalej ku południowi upady stopniowo maleją, a niewielkie lokalne zaburzenia pojawiają się sporadycznie dopiero w osi synklinorium, która przebiega w przybliżeniu zgodnie z górnym biegiem Kacwińskiej Rzeki.

### *Próba genetycznej interpretacji zaburzeń tektonicznych*

Eoceńskie osady fliszowe, występujące obecnie na terenie Karpat Wewnętrznych, są fragmentami osadów, które wypełniały rozległy zbiornik eoceński, a zachowały się w nieckach tektonicznych (Andrusov 1958). Jedną z takich niecek jest synklinorium podhalańskie. Wydaje się, że dno basenu eoceńskiego, a więc obecne podłoże fliszu podhalańskiego, jest pocięte powierzchniami nieciągłości o prawdopodobnie starych założeniach. W okresie silnego wynoszenia Pienińskiego Pasa Skałkowego dźwiganie podłoża fliszowego odbywało się blokowo, z tym że amplituda tego ruchu generalnie biorąc rosła od osi niecki ku jej skrzydłom (fig. 2). Plastyczne osady fliszowe dopasowywały się do struktur podłoża, układając się w wielką formę synklinalną. Niektóre bloki podłoża były prawdopodobnie wypychane silniej, tworząc w osadach fliszowych szerokopromienne formy antyklinalne (Halicki 1963), jak np. południkowa elewacja Białego Dunajca, czy równoleżnikowa antyklina Białki.

Elementem tektonicznym wyższego rzędu, kształtującym charakter tektoniki północnego skrzydła synklinorium podhalańskiego, jest dyslokacyjny kontakt z Pienińskim Pasem Skałkowym, wzdłuż którego odbył się znaczny ruch pionowy. Nie można wykluczyć, iż przesunięcia były tutaj również skierowane ku dołowi, przy czym nastąpiłoby wciągnięcie północnej części fliszu podhalańskiego (Watycha 1968). W końcowym jednak efekcie nastąpiło znaczne wypchnięcie bloku pienińskiego, co spowodowało podgięcie warstw fliszowych, ich sprasowanie i powyciskanie ku górze. Charakter zaburzeń tektonicznych w strefie przykontaktowej oraz w obrębie samej strefy dyslokacyjnej wydaje się świadczyć o tym, że generalna powierzchnia kontaktu zapada pod stromym kątem ku południowi (Watycha 1968, Dorembovicz 1970).

Oddziaływanie bloku pienińskiego na flisz podhalański w okresie ruchu wynoszącego można porównać z działaniem klina rozsuwającego na boki masy do niego przylegające. Warstwy fliszowe reagowały plastycznie, a sztywne podłoże zostało przy kontakcie pocięte uskokami odwróconymi. Bloki równoległe do kontaktu były wypychane ku górze z równoczesnym przesunięciem ku południowi. Charakterystyczne fleksury z wergencją południową, obserwowane we fliszu, są prawdopodobnie plastycznym przedłużeniem uskoków w podłożu. Szereg niewielkich usko-

ków odwróconych występujących w strefie przykontaktowej powstało bądź na przedłużeniu uskoku w podłożu, bądź dopiero podczas erozyjnego odciążenia górotworu. Poziomy nacisk ku południowi, towarzyszący wynoszeniu pasa skałkowego, mógł spowodować przyspieszenie podnoszącego ruchu poszczególnych bloków podłoża, równoległych do kontaktu, w wyniku czego w osadach fliszowych powstała równoległa do kontaktu strefa antyklinalna. Różne wykształcenie tej strefy w poszczególnych profilach jest wynikiem zmiennej amplitudy ruchu wynoszącego, bądź też różnej wielkości bloku podłoża (strefa IV na fig. 2).

Warto zaznaczyć, że interpretacja tektoniki fliszu podhalańskiego napotyka niejednokrotnie na znaczne trudności, głównie z uwagi na fakt, że przy całkowitym braku fauny istniejąca litostratygrafia fliszu (Gołąb 1952, Watycha 1968) jest często zbyt mało precyzyjna, co pociąga ze sobą różną ocenę miąższości fliszu i głębokości występowania podłoża. W rejonie Niedzicy miąższość warstw szafarskich i zakopiańskich według L. Watychy (1968) wynosi ok. 2000 m, a na przylegającym od wschodu obszarze Spiskiej Magury odpowiednie ogniwa według M. Mahela & al. (1968) osiagają łączną miąższość 570—900 m. Wydaje się jednak, że w wyniku procesów tektonicznych nastąpiły wyprasowania i przemieszczenia warstw fliszowych, przez co miąższość ich na badanym terenie została znacznie zredukowana, zaś podłoże fliszowe występuje na tyle płytko, że blokowe przesunięcia w jego obrębie znajdują swe ścisłe odbicie w tektonice fliszu (fig. 2).

#### CIOS

Cios jest jedną z dominujących struktur tektonicznych na obszarze występowania fliszu podhalańskiego<sup>2</sup>. Badania przeprowadzone przez J. Pokorskiego (1965) w środkowej części wschodniego Podhala i W. Boretti-Onyszkiewicz (1968) na obszarze zachodniego Podhala stwierdziły charakterystyczny dla fliszu podhalańskiego układ ciosowy, składający się z dwóch systemów w przybliżeniu prostopadłych do siebie. Obserwacje ciosu na obszarze bezpośrednio przylegającym do Pienińskiego Pasa Skałkowego nie były dotychczas prowadzone.

Przeprowadzona przez autora analiza statystyczna ciosu dotyczyła każdej spośród pięciu wydzielonych stref tektonicznych (fig. 1). Pomiar ciosu dla każdej z tych stref zestawiono na oddzielnych diagramach (fig. 4—6).

Powierzchnie spękań ciosowych w ławicach piaskowców są, według obserwacji z terenu całego Podhala (Boretti-Onyszkiewicz 1968, Morawski 1972), z reguły prostopadłe do powierzchni stropowych i spągowych ławic, niezależnie od ich upadu.

<sup>2</sup> Terminologia dotycząca ciosu według W. Jaroszewskiego (1963).

W celu odtworzenia pierwotnych kierunków ciosu, zakładając że wychylenie warstw fliszowych jest procesem późniejszym w stosunku do powstania spękań ciosowych, dokonano obrotu ławic o znanym biegu i upadzie do ich pierwotnego położenia. Czynność tę przeprowadzono dla wszystkich pomiarów spękań ciosowych w strefach I, II i III. W strefach IV i V rotacji nie przeprowadzono, gdyż upady są tam niewiel-

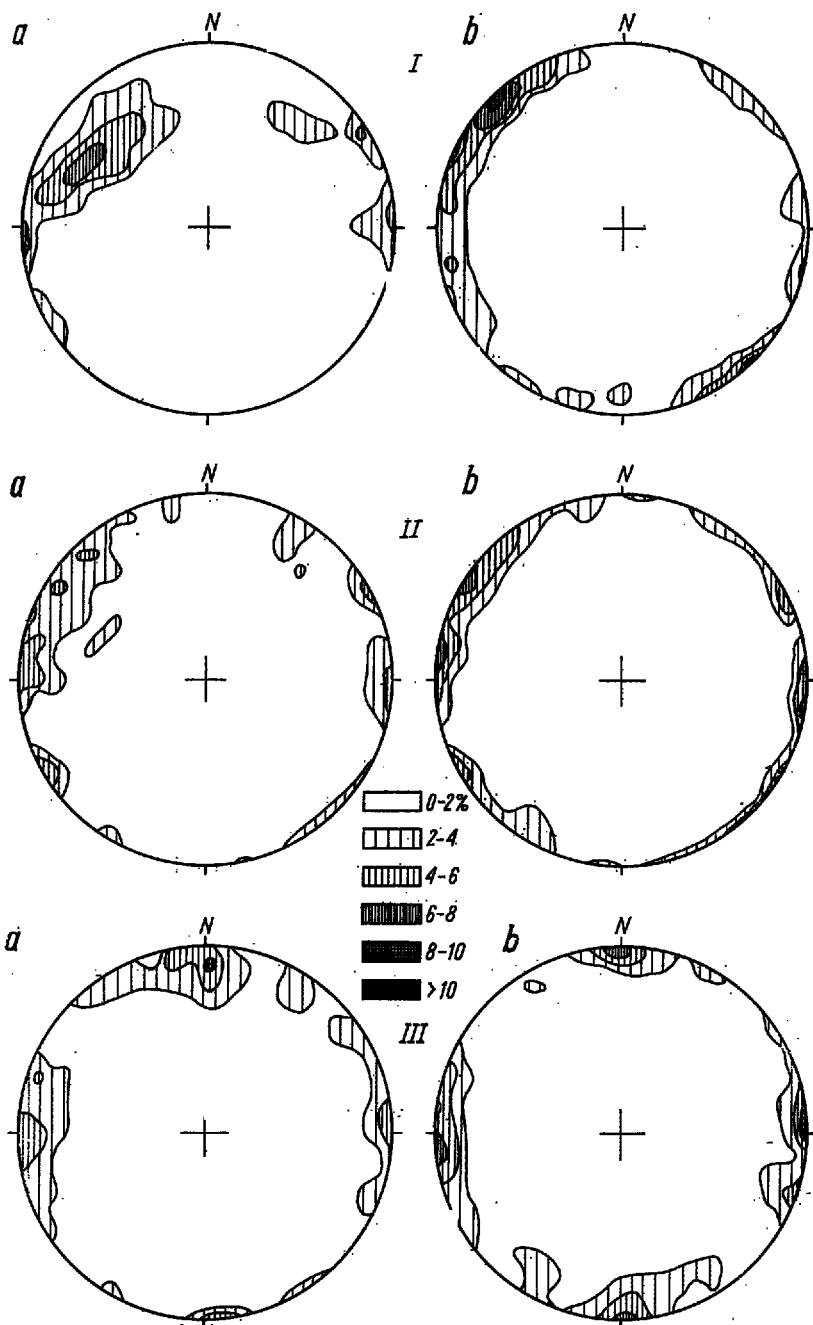
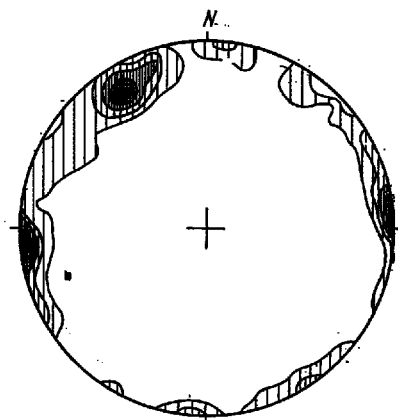




Fig. 5

Diagram spękań ciosowych (podobnie jak na fig. 4) dla strefy antyklinalnej (495 pomiarów)

Diagram of jointing (similar as in Fig. 4) for the anticlinal zone (495 measurements)



kie i wtórne zmiany w kierunkach ciosu można pominąć. Należy zaznaczyć, że przeprowadzając rotację warstw wokół ich biegu, czyli wykonując kład prosty, dokonano pewnego koniecznego uproszczenia pomijając ewentualne skrećenia warstw lub obrót odkłutych pakietów. Geometryczne odtworzenie pierwotnego położenia warstw jest w tych przypadkach przeważnie niewykonalne.

Analiza diagramów (fig. 4—6) wykazuje znaczne różnice w głównych systemach ciosu w poszczególnych strefach tektonicznych. W części badanego obszaru, która nie była bezpośrednio zaangażowana w procesy tektoniczne, jakie zachodziły na kontakcie fliszu podhalańskiego z pasem skałkowym (czyli od strefy przejściowej na południe), obserwuje się w zasadzie dwa główne systemy ciosu, krzyżujące się pod kątem zbliżonym do prostego (fig. 5 i 6). Kierunki te są zgodne z regionalnym układem ciosowym, charakterystycznym dla całego synklinorium podhalańskiego (Pokorski 1956, Boretti-Onyszkiewicz 1968, Morawski 1972).

Geneza układów ciosowych, złożonych z dwóch w przybliżeniu prostopadłych do siebie systemów o stałych na znacznym obszarze kierun-

Fig. 4

Diagramy spękań ciosowych (projekcja normalnych do płaszczyzn ciosowych, na górnej półkuli siatki równopowierzchniowej) dla poszczególnych stref tektonicznych (por. fig. 1)

I strefa przykontaktowa (375 pomiarów), II strefa fleksur (365 pom.), III strefa przejściowa (370 pom.)

a warstwy nie rotowane, b warstwy zrotowane wokół biegu

Diagrams of jointing (normals on upper hemisphere of the equiareal net) for particular tectonic zones

I contact zone (375 measurements), II flexure zone (365 measurements), III intermediate zone (370 measurements)

a beds without rotation, b beds rotated around the strike

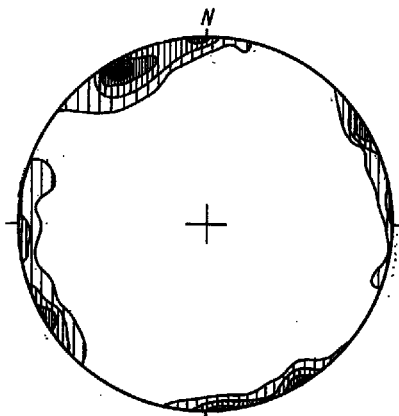


Fig. 6

Diagram spękań ciosowych (podobnie jak na fig. 4—5) dla strefy osiowej synklinorium podhalańskiego (342 pomiary)

Diagram of jointing (similar as in Figs 4—5) for the axial zone of the Podhale synclinorium (342 measurements)

kach, nie jest w pełni wyjaśniona. Należy tu zwrócić uwagę na fakt, że bardzo zbliżone do obserwowanych we fliszu podhalańskim kierunki ciosu występują na odległych obszarach, nie związanych ze sobą genetycznie. Zjawisko to w literaturze geologicznej określane jest terminem „cios pierwotny” (Dziedzic 1961, Jerzykiewicz 1968, Książkiewicz 1968, i in.), a geneza jego bywa wiązana z działaniem sił planetarnych. W odniesieniu do ciosu na obszarze Podhala, W. Boretti-Onyszkiewicz (1968) wyraziła pogląd, że powstał on w pierwszej fazie ruchów tektonicznych, które ukształtowały synklinorium podhalańskie.

Na obszarze przylegającym do kontaktu fliszu podhalańskiego z Pienińskim Pasem Skałkowym obserwuje się lokalny układ ciosowy, znacznie odbiegający od układu regionalnego. Składa się on w zasadzie z jednego głównego systemu o znacznym zakresie azymutów, ale generalnie biorąc skośnego do linii kontaktu — azymut maksimum tego systemu wynosi ok.  $45^\circ$ . W miarę oddalania się od kontaktu ku osi synklinorium, kierunki ciosu stopniowo przybierają orientację charakterystyczną dla fliszu podhalańskiego (por. fig. 1 — diagramy głównych kierunków ciosu).

W wyniku przeprowadzonej rotacji warstw do położenia pierwotnego stwierdzono następujące zmiany w orientacji płaszczyzn ciosowych:

— Płaszczyzny ciosowe uzyskały położenie pionowe lub upady bardzo strome, z reguły nie mniejsze od  $80^\circ$ .

— Biegi płaszczyzn ciosowych uległy przesunięciom w granicach kilku do kilkunastu stopni w zależności od kąta, jaki tworzyły z biegiem i upadem ławic wychylonych z normalnego położenia, co pociągnęło za sobą przesunięcia maksimum.

— Nastąpiło pewne „uporządkowanie” płaszczyzn ciosowych, polegające na zawężeniu centrów poszczególnych systemów, oraz na wzroście procentowych wartości maksimum.

Zmiany te potwierdzają wstępne założenie, że cios powstał przed wychyleniem ławic z normalnego położenia, czyli że genetycznie jest on

wcześniejszy niż uformowanie synklinorium podhalańskiego. W przeciwnym razie, w wyniku przeprowadzenia rotacji nastąpiłaby pewna reorientacja systemu ciosu, a zatem i zmniejszenie koncentracji w obrębie maksimumów.

Strefowe zmiany w orientacji ciosu pozwalają stwierdzić, że w czasie tworzenia się ciosu w osadach fliszu podhalańskiego, w strefie przykontaktowej działały siły, które nakładając się na regionalne pole naprężeń spowodowały lokalną modyfikację w orientacji tworzącego się tutaj ciosu.

#### PRZESUNIĘCIA POZIOME NA KONTAKCIE FLISZU PODHALAŃSKIEGO Z PIENIŃSKIM PASEM SKAŁKOWYM

Szereg zjawisk geologicznych obserwowanych w północnym skrzydle synklinorium podhalańskiego, ze względu na swój charakter i orientację, wydaje się być genetycznie związany z tymi samymi procesami. Ich interpretacja nasuwa przypuszczenie, że poza ruchem pionowym pas skałkowy uległ również poziomym przesunięciom en bloc względem synklinorium podhalańskiego.

Na obszarze wschodniego Podhala i Spiskiej Magury (fig. 7), w północnym skrzydle synklinorium podhalańskiego obserwuje się uderzającą, niewątpliwie nie przypadkową, prawidłowość w przebiegu dolin potoków i oddzielających je grzbietów (SSW-NNE). Kierunek ten jest skośny do linii kontaktu fliszu z pasem skałkowym. Przeprowadzone badania pozwoliły wyeliminować szereg czynników, które mogłyby być powodem tak prawidłowej rzeźby terenu. Nasuwa się przypuszczenie, że doliny zostały założone na systemie uskoków typu „gałęzistych” (branch faults *por.* Lahee 1961), zorientowanych skośnie do kontaktu fliszu z pasem skałkowym. Szereg uskoków o takim przebiegu zostało stwierdzonych na terenie Spiskiej Magury (Chmelik & al. 1963). Należy zwrócić uwagę, że równoległe do siebie, a skośnie do kontaktu fliszu podhalańskiego z Pienińskim Pasem Skałkowym są młode doliny V-kształtne, nie posiadające tarasów akumulacyjnych. Natomiast w szerokich dolinach większych potoków i rzek, np. Kacwińskiej Rzeki, lub Rieki na Słowacji (*por.* fig. 7), koryta są wycięte w osadach akumulacyjnych i mają przebieg S-N, najbardziej uzasadniony orograficznie, a jednocześnie prostopadły do generalnego biegu warstw fliszowych.

W korytach potoków sporadycznie stwierdzono występowanie specyficznych, niewielkich struktur, które można by określić jako fleksury poziome (fig. 8), oraz biegi warstw o kierunkach zbliżonych do południkowego lub SSW-NNE, przy upadach stromych lub pionowych (*por.* fig. 1). Przebieg koryta potoku w obrębie tych struktur wyraźnie „dopasowuje się” do zmian biegu warstw. Jak się wydaje, struktury te należy

interpretować jako wynik poziomych przesunięć bloków w podłożu. Przesunięcia te stanowią system uskoków przesuwczych, podobny do tego jaki często towarzyszy dużym strefom dyslokacyjnym, wzdłuż których następowały przesunięcia poziome (por. de Sitter 1964).

W wyniku przeprowadzonej analizy ciosu w strefie przykontaktowej stwierdzono system ciosowy skośny do kontaktu. Spękania należące do tego systemu mają przeważnie charakter tensyjny, wyrażony otwartymi szczelinami, w większości przypadków zmineralizowanymi kalcytem. Wielokrotnie można stwierdzić niewielkie przesunięcia po powierzchniach ciosowych, na których spotyka się rysy ślizgowe; i tak np. ilustracja (fig. 9) przedstawia zmineralizowaną powierzchnię ciosową ( $10^\circ/84^\circ$  S) występującą w ławicy piaskowca o miąższości ok. 1 m ( $105^\circ/25^\circ$  S), na której rysy ślizgowe mają upad zgodny z upadem warstw i świadczą

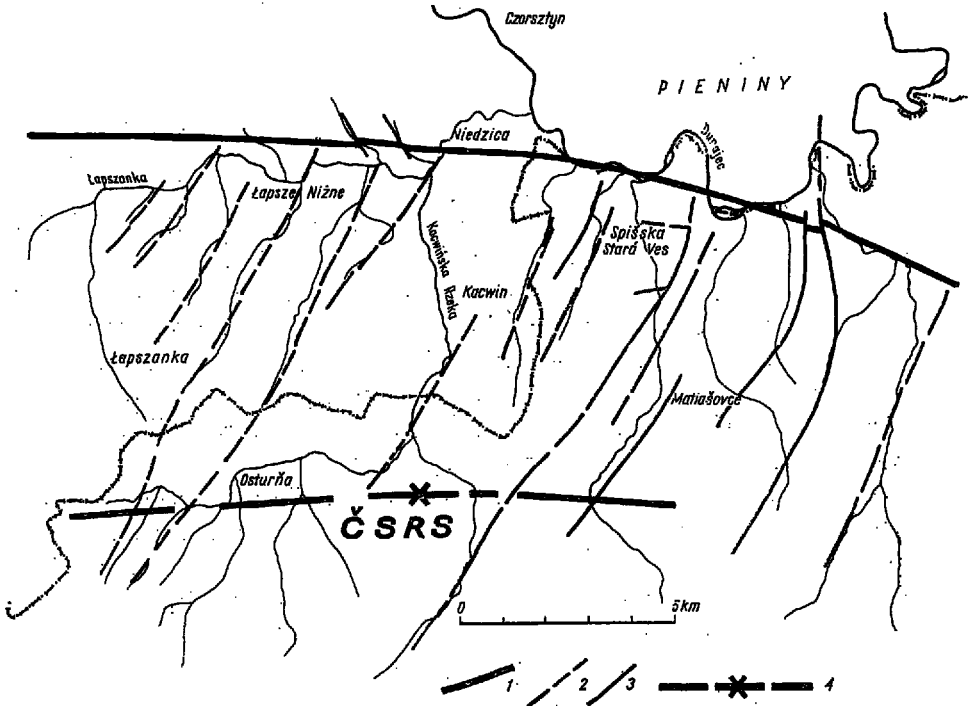


Fig. 7

system uskoków we wschodniej części północnego skrzydła synklinorium podhalańskiego

1 kontakt fliszu podhalańskiego z Pienińskim Pasem Skalkowym, 2 uskoki znaczone na mapie geologicznej Słowacji (Chmelík & al. 1968), 3 uskoki przypuszczalne na terenie polskiego Podhala, 4 przybliżony przebieg osi synklinorium podhalańskiego

Fault system in the eastern part of the northern limb of the Podhale synclinorium  
1 tectonic contact of the Podhale flysch and Pieniny Klippen Belt, 2 faults after geological map of Slovakia (cf. Chmelík & al. 1968), 3 supposed faults in Polish Podhale, 4 approximate situation of the axis of the Podhale synclinorium

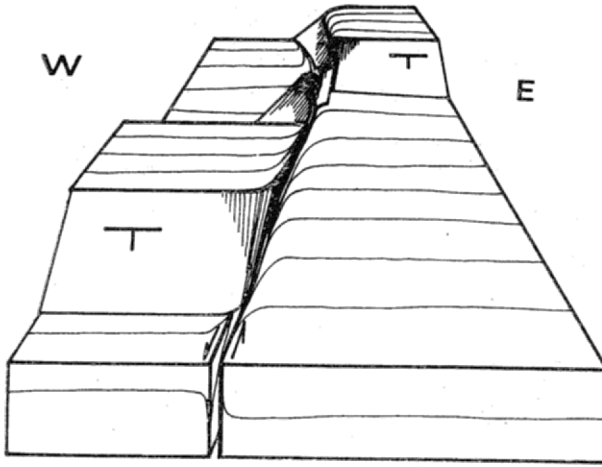


Fig. 8

Schematyczny blokdiagram pakietu warstw fliszu podhalańskiego wygiętych w poziomą fleksurę (wg sytuacji w korycie Łapszanki, ok. 500 m na E od Łapsz Niżnych)  
 Schematic block-diagram of a set of the Podhale-flysch strata twisted into a horizontal flexure (based on the exposure in the Łapszanka stream, 500 m east of Łapsze Niżne)



Fig. 9

Rysy ślizgowe na zmineralizowanej powierzchni ciosowej (koryto Kacwińskiej Rzeki, ok. 900 m na S od kontaktu fliszu podhalańskiego z Pienińskim Pasem Skałkowym)

Tectonic striae on a mineralized joint surface (Kacwińska Rzeka bed, c. 500 m south of contact with the Pieniny Klippen Belt)

o przesunięciu poziomym na kierunku SSW-NNE. Tensyjny charakter głównego systemu ciosu w strefie przykontaktowej podkreślają występujące sporadycznie (fig. 10) spękania typu „echelon” (por. Shainin 1950).

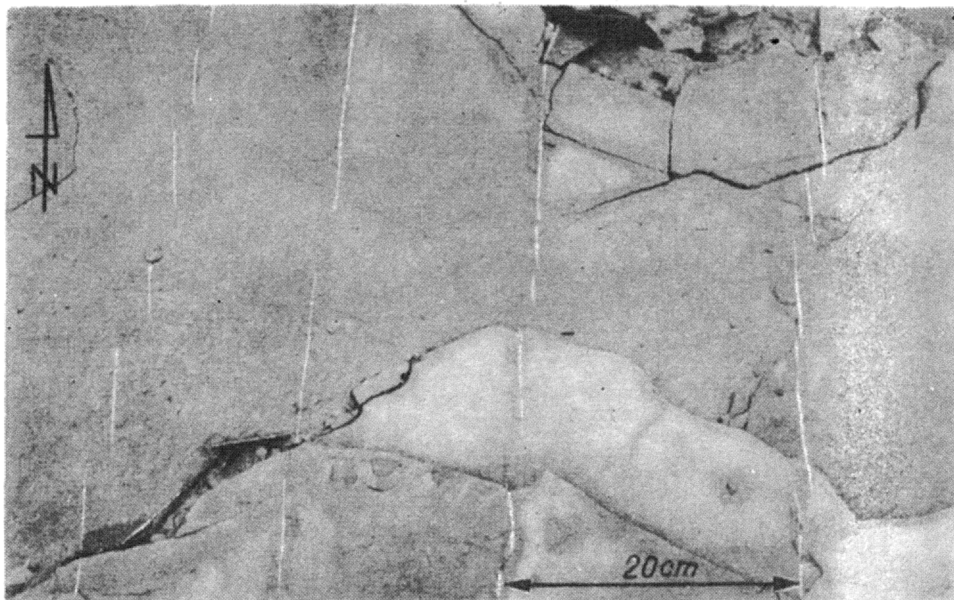


Fig. 10

System spękań ciosowych typu „echelon”, zmineralizowanych kalcytem (bieg ok.  $20^\circ$ ; koryto Kacwińskiej Rzeki, ok. 1200 m na S od kontaktu fliszu podhalańskiego z Pienińskim Pasem Skałkowym)

“En echelon” joint system, mineralized with calcite (strike c.  $20^\circ$ ; Kacwińska Rzeka bed, c. 1200 m south of contact with the Pieniny Klippen Belt)

W strefie działania pary sił przy przesunięciach poziomych tworzy się układ naprężeń powodujących system pęknięć tensyjnych, skośnych do linii działania sił (fig. 11), co zostało stwierdzone w szeregu eksperymentów modelowych (Riedel 1929, Cloos 1955). System spękań skośnych do linii przesunięć poziomych stwierdzono wielokrotnie w warunkach naturalnych, np. w przypadku brzeżnych szczelin lodowcowych. Uskokom przesuwczym towarzyszy często tzw. cios pierzasty (Billings 1954) tworzący system spękań skośnych do uskoku, zaś o orientacji zgodnej ze schematem przedstawionym na fig. 11.

W świetle powyższych danych wydaje się, że system uskoku skośnych do kontaktu Pienińskiego Pasa Skałkowego z fliszem podhalańskim, a także cios o tej samej orientacji, należy zinterpretować jako efekty poziomego przesuwania się ku zachodowi pasa skałkowego en bloc względem synklinorium podhalańskiego.

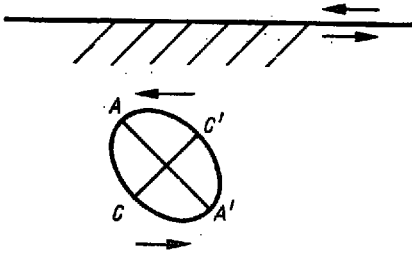


Fig. 11

Rozkład naprężeń i układ spękań tensyjnych w strefie działania pary sił (wg Billingsa 1954)

Strain ellipse, caused by a couple, and system of tensional fractures (after Billings 1954)

Pieniński Pas Skałkowy tworzy szerokopromienny łuk, a omawiany obszar przylega do jego wschodniego skrzydła. Wygięcie pasa skałkowego nastąpiło najprawdopodobniej wtórnie, w wyniku regionalnych ruchów poziomych. Wyginaniu ku północy towarzyszyć musiały poziome przesunięcia na skrzydłach łuku, w przypadku skrzydła wschodniego — ku zachodowi. Był to proces niewątpliwie długotrwały i wielofazowy, zapoczątkowany zapewne przed osadzeniem fliszu podhalańskiego, a odnawiany wielokrotnie i najprawdopodobniej trwający do dziś.

#### PODSUMOWANIE

Tektonika północnego skrzydła synklinorium podhalańskiego jest wynikiem szeregu procesów tektonicznych, zarówno o zasięgu regionalnym jak i lokalnym, związanymi z dyslokacyjnym kontaktem fliszu podhalańskiego z Pienińskim Pasem Skałkowym.

Poniżej przedstawiono próbę ustalenia kolejności następowania tych procesów.

Po zakończeniu okresu zanurzania się podłoża i pogłębiania zbiornika fliszowego, następuje wynoszenie zbiornika wypełnionego osadami. Uruchomione zostają stare powierzchnie nieciągłości w podłożu fliszu. Kontakt bloku skałkowego z fliszem i jego podłożem jest strefą mobilną. Powstaje cios o kierunkach regionalnych. W wyniku przesuwania się pasa skałkowego ku zachodowi powstaje system uskoków skośnych do kontaktu, a w strefie przykontaktowej następuje modyfikacja kierunków ciosu charakterystycznego dla całego fliszu podhalańskiego.

Silne pionowe wynoszenie Pienińskiego Pasa Skałkowego i Tatr powoduje formowanie się synklinorium podhalańskiego. W wyniku pionowego ruchu bloku skałkowego następuje poziome ściskanie fliszu i jego podłoża wzdłuż kierunku N-S; powstają wtedy uskoki kompresyjne w podłożu, zaś fleksury we fliszu.

Przy dalszym nacisku poziomym bloku skałkowego na podłoże fliszu następuje przyspieszenie ruchu pionowego mobilnych bloków w podłożu wzdłuż starych powierzchni równoległych do kontaktu, we fliszu.

powstaje strefa antyklinalna. Późniejszy etap obejmuje powstanie niewielkich uskoków kompresyjnych i małych form fałdowych, przesunięcia po powierzchniach ciosu i tensyjne otwieranie spękań. Proces ten jest związany z erozyjnym odciążeniem górotworu i stopniowym rozładowywaniem się naprężeń działających prawdopodobnie aż do chwili obecnej.

*Institut Geologii Podstawowej  
Uniwersytetu Warszawskiego  
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 93  
Warszawa, w lutym 1972 r.*

#### LITERATURA CYTOWANA

- ANDRUSOV D. 1958. Geológia Československých Karpát, vol. 1. Slov. Akad. Vied. Bratislava.
- BILLINGS M. P. 1954. Structural Geology, 2nd ed. New York.
- BIRKENMAJER K. 1959. Diapiric tectonics in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians). — Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Chim. Géol. Géogr., vol. 7, no. 2. Varsovie.
- 1961. Niedzica, Dursztyn (mapa geologiczna Pienińskiego Pasa Skałkowego). Warszawa.
- BORETTI-ONYSZKIEWICZ W. 1968. Cios we fliszu zachodniego Podhala (Joints in the Flysch of Western Podhale). — Acta Geol. Pol., vol. 18, no. 1. Warszawa.
- CHMELIK F. & al. 1963. Spiska Stara Ves (Geologická Mapa ČSSR).
- CLOOS E. 1955. Experimental analysis of fracture patterns. — Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 66, no. 3. New York.
- DE SITTER L. U. 1964. Structural Geology 2nd ed. New York — San Francisco — Toronto — London.
- DOREMBOWICZ A. 1970. Tektonika kontaktu Pienińskiego Pasa Skałkowego z fliszem podhalańskim na odcinku Niedzica — Łapsze Niżne. Archiwum Instytutu Geologii Podstawowej Uniw. Warsz. (*niepublikowane — unpublished*). Warszawa.
- DZIEDZIC K. 1961. Tektonika kulmowej ostrogi Jabłowa (On the tectonics of the Culm flexure of Jabłów). — Acta Geol. Pol., vol. 11, no. 4. Warszawa.
- GOŁĄB J. 1952. Tektonika Podhala (Streszczenie referatu). — Biul. Inf. PIG, z. 1. Warszawa.
- GRZYBEK K. 1956. Zdjęcie geologiczne fliszu podhalańskiego na arkuszu Niedzica. Archiwum Instytutu Geologii Podstawowej Uniw. Warsz. (*niepublikowane — unpublished*). Warszawa.
- HALICKI B. 1963. Tektonika Podhala (The tectonics of Podhale). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 33, z. 3. Kraków.
- JAROSZEWSKI W. 1963. Przyczynek do polskiej terminologii tektonicznej (Contribution to the Polish tectonic nomenclature). — Przegląd Geol., nr 2. Warszawa.
- 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 Intrasudetic Basin). — Geologia Sudetica, vol. 4. Warszawa.
- KSIAŻKIEWICZ M. 1968. Spostrzeżenia nad rozwojem ciosu w Karpatach fliszowych (Observations on jointings in the Flysch Carpathians). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 38, z. 2/3. Kraków.
- LAHEE F. H. 1961. Field Geology, 6th ed. New York — San Francisco — Toronto — London.



- MACIOSZCZYK T. 1959. Niektóre problemy hydrogeologii źródeł zachodniego Podhala (Some hydrogeological problems of sources in the western Podhale region). — *Przegląd Geol.*, nr 8. Warszawa.
- MAHEL M. & al. 1968. Regional Geology of Czechoslovakia. Part II — The West Carpathians. Praha.
- MORAWSKI W. 1970. Cios we fliszu wschodniego Podhala w okolicy Niedzicy — Kacwina — Łąpsz Niżnych. *Archiwum Instytutu Geologii Podstawowej Uniw. Warsz. (niepublikowane — unpublished)*. Warszawa.
- 1972. Gęstość spękań ciosowych na obszarze wschodniego Podhala (Density of jointing in the eastern Podhale region). — *Biul. Geol. Uniw. Warsz.*, vol. 15. Warszawa.
- POKORSKI J. 1965. Występowanie lupliwości we fliszu wschodniego Podhala (Occurrence of cleavage in the flysch deposits of the East Podhale Region). — *Kwartalnik Geol.*, t. 9, nr 3. Warszawa.
- POKROPEK W. 1960. Północna strefa tektoniczna fliszu Podhala. *Archiwum Instytutu Geologii Podstawowej Uniw. Warsz. (niepublikowane — unpublished)*. Warszawa.
- RIEDEL W. 1929. Zur Mechanik geologischer Bruckerscheinungen. — *Centralbl. Miner., etc., Ser. B.* Stuttgart.
- SHAININ V. E. 1940. Conjugate sets of en echelon tension fractures in the Athens limestone at Riverton, Virginia. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 61, no. 6. New York.
- WATYCHA L. 1968. Wstępna ocena warunków i możliwości powstawania ropy naftowej w utworach wschodniej części fliszu podhalańskiego (Preliminary estimation of conditions and possibilities of formation of oil deposits in the eastern part of the Podhale flysch). — *Kwartalnik Geol.*, t. 12, nr 4. Warszawa.

---

## SUMMARY

**ABSTRACT:** In the north-eastern part of the Podhale Basin (Western Carpathians) a zone of strong tectonic disturbances was observed in the flysch deposits. This zone runs parallel to the dislocation contact of the Podhale Basin and the Pieniny Klippen Belt. The tectonic disturbances were probably caused by block displacements in the substrate. A system of faults oblique to the contact with the Klippen Belt and joint which is similarly oriented in the contact zone suggest an existence of horizontal displacements of the Pieniny Klippen Belt in relation to the Podhale flysch.

## INTRODUCTION

The tectonic structures occurring in the northern limb of the Podhale synclinorium (Fig. 1) run in parallel zones (I—V in Figs 1—2) to the contact of the Podhale flysch with the Pieniny Klippen Belt.

## TECTONIC STRUCTURE

Contact zone (I) adheres directly to the contact with the Klippen Belt; it is of a great dislocation in character. The flysch beds are steeply uptilted, squeezed and cut by several reverse faults (Fig. 3). Off the contact zone, the rock disturbances diminish and dips are smaller (Pl. 1, Figs 1—2).

Flexure zone (II) is a belt several hundred of meters wide and runs c. 1.5 km south of the contact. There are flexures of southern vergency, small folds cut by faults and small squeezings and thrusts (Pl. 2, Figs 1—2).

The disturbances of the flexure zone cease southward and dips of beds diminish; this is an intermediate zone (III).

Anticlinal zone (IV) is distanced 2.5—3 km to the south of the contact with the Klippen Belt, and it broadens eastward. The intermediate zone pinches out in the same direction. The anticlinal zone changes from flat topped dome and gentle dips of beds to large anticlinal zone (Fig. 2 — section in the Starowiński creek).

Axial zone of the Podhale synclinorium (V) is situated south of the anticlinal zone, where the dips are steeper up to a dozen degrees and diminish again nearing to the axis of the synclinorium.

The tectonics of the area in question suggests a strong uplift of the Pieniny Klippen Belt along the dislocation contact en bloc in relation to the Podhale synclinorium. The contact plane is probably steeply inclined southward, in result of which the uplifting movement was accompanied by a southward press. A series of compressive faults in the substrate of the Podhale flysch in the contact zone may be a result of this press. These faults are reflected in flexures and several smaller compression faults in the contact zone.

A zone of flat-lying beds passing into a broad anticline originated probably in result of pushing up of mobile fault blocks of underlying rocks during the uplift of the Podhale flysch basin. This movement might have been accelerated by a press of strongly uplifting Klippen Belt.

#### JOINT

Joint analysis was carried out separately in the particular tectonic zones (Figs 4—6). In case of steep dips a rotation of beds was done around the strike to the primary position. The results prove the primary character of the joint in relation to the folding movements. Two sets almost perpendicular to one another were stated in the area south of the intermediate zone (Figs 5—6). The latter area was not tectonically engaged in direct way. These joint sets are concordant with the regional joint system in the whole Podhale Basin. A different joint system was observed in the contact zone and it consists of one set oblique to the contact line.

Joint in the Podhale flysch originated probably during the first phase of uplift of the basin and a local tension field existed there which caused a modification of the regional joint.

#### CONCLUSIONS

The tectonic phenomena observed in the investigated area allow to draw a conclusion that the bloc of the Klippen Belt despite of considerable vertical movements was a subject to some horizontal ones at least in relation to the Podhale flysch basin. The latter movements were directed westward. This is proved by: faults which are oblique to the contact with the Klippen Belt (Fig. 7); small horizontal flexures of the flysch beds (Fig. 8) and meridional strikes of beds near larger dips; usually tensional character of the joint system in the contact zone, oblique to the contact (according to the scheme in Fig. 11) with an echelon feather joints (Fig. 10); finally, insignificant movements along the joint surfaces (Fig. 9).

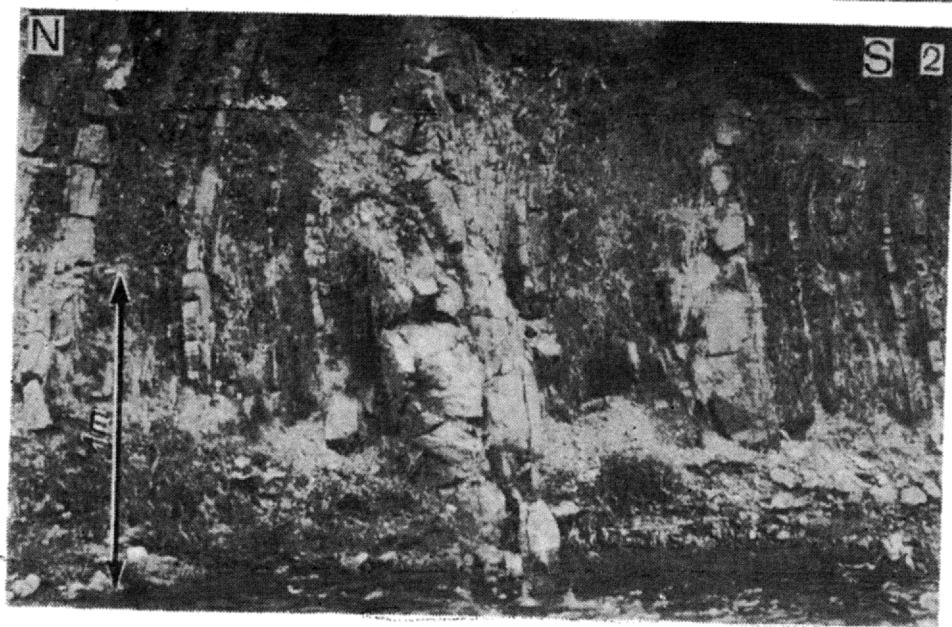
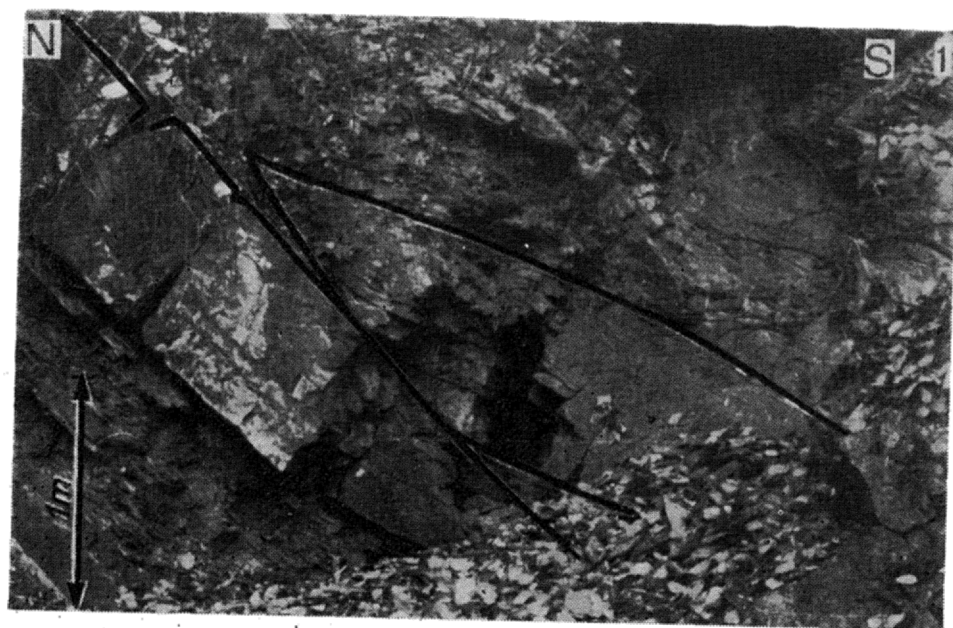
In the result of investigations carried out in the contact zone. The results of the investigations stated of tectonic processes which embraced the whole Podhale synclinorium, as

well as some local ones connected with the mobility of the contact. The probable sequence of those processes was as follows:

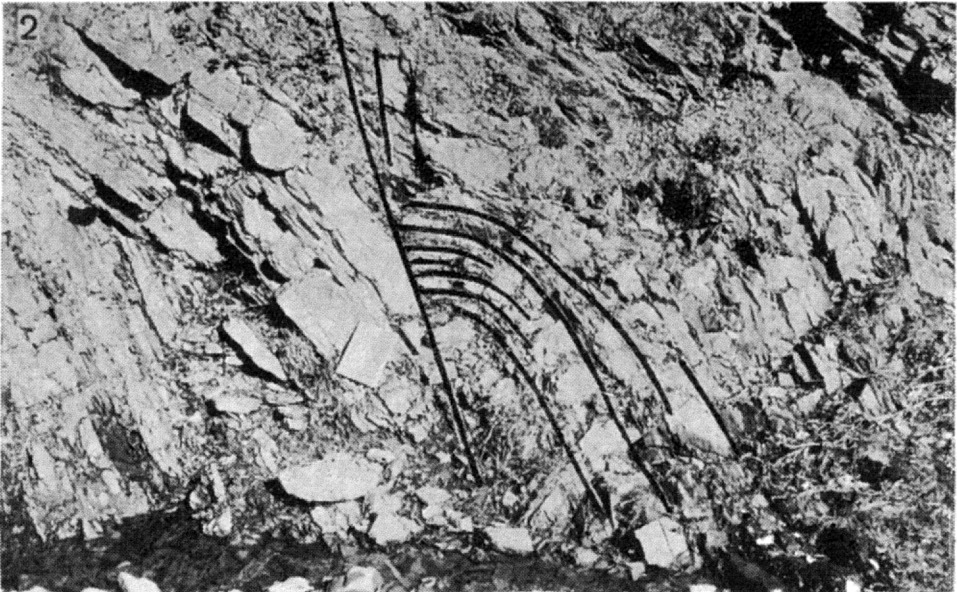
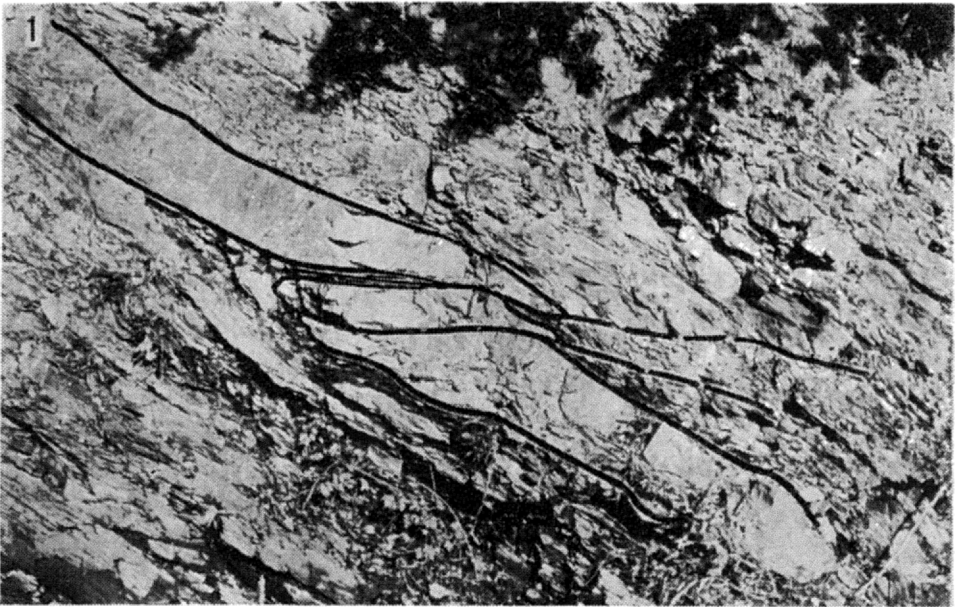
- 1) Uplift of the Podhale Basin following the termination of flysch deposition; origin of regional joint system which was modified in the mobile contact zone;
- 2) Vertical uplift of the Pieniny Klippen Belt and of the Tatra Mts — origin of the Podhale synclinorium;
- 3) Development of compression faults in the substrate and flexures in the flysch along the contact zone;
- 4) Uplift of blocks of the flysch substrate and development of the anticlinal zone;
- 5) Small compression faults and movements along the joint planes, which originated and were connected with the erosional strip of the basin.

*Institute of Geology  
of the Warsaw University  
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 93  
Warsaw, February 1972*

---



- 1 — Uskok kompresyjny w utworach fliszowych, potok Łąpszanka w Łąpszach Niżnych.
  - 2 — Pionowo stojące warstwy fliszowe, potok Łąpszanka (ok. 500 m na E od ujścia Kacwińskiego Potoku).
- 
- 1 — Compression fault, Łąpszanka stream at Łąpsze Niżne.
  - 2 — Vertical set of the flysch strata, Łąpszanka stream.



- 1 — Warstwa piaskowca fliszowego zgnieciona w wyniku nacisku działającego od północy (koryto Kacwińskiej Rzeki, ok. 1300 m na S od kontaktu z Pienińskim Pasem Skalkowym).
- 2 — Fragment złusowania warstwy piaskowca (odsłonięcie to samo).
- 1 — Sandstone layer squeezed by a compression from the north (Kacwińska Rzeka bed, c. 1300 m south of contact with the Pieniny Klippen Belt).
- 2 — Thrust fault in a sandstone layer (the same exposure).