

BRONISŁAW HALICKI

## TEKTONIKA PODHALA<sup>1</sup>

(Tabl. XVII—XVIII i 5 fig.)

### *The tectonics of Podhale*

(Pl. XVII—XVIII and 5 Figs.)

Treść. Autor opisuje zjawiska tektoniczne w południowej, przyskałkowej części fliszu podhalańskiego, stwierdza nieznaczne tylko zaburzenia w obrębie centralnej części niecki, wymienia szereg drugorzędnych drobnych struktur równoległych i poprzecznych w stosunku do osi niecki. Omawia cios we fliszu podhalańskim i jego związek z uskokami.

Na temat tektoniki Podhala opublikowane zostały dwie różne opinie: J. Gołąb (1952, 1954), w oparciu o badania zachodniej części Podhala między Białym a Czarnym Dunajcem, dopatrywał się tam intensywnych przejawów działalności orogenetycznej, która ujęła osady fliszu podhalańskiego w szereg wielkich form tektonicznych o charakterze nasunięć i złuskowań. Odmienną koncepcję podał L. W a t y c h a (1959). Na podstawie znajomości wschodniej części Podhala stwierdził on, że obszar ten jest tektonicznie słabo zaburzony. Poglądy autora niniejszego artykułu, zasadniczo zgodne ze zdaniem L. W a t y c h y, zostały w bardzo zwięzły i uproszczony sposób przedstawione poprzednio (K. G r z y b e k, B. H a l i c k i 1958).

Obecnie na podstawie przeprowadzonych szczegółowych badań poglądy te mogą być udokumentowane i rozwinięte. Artykuł niniejszy został opracowany na podstawie znajomości autora całego Podhala (w granicach państwa polskiego) oraz szeregu prac dyplomowych prowadzonych pod jego kierunkiem w Zakładzie Geologii Regionalnej Uniwersytetu Warszawskiego.

### ZABURZENIA TEKTONICZNE W PÓLNOCNEJ CZĘŚCI NIECKI PODHALAŃSKIEJ

W północnej części Podhala wyróżnić można dwie strefy tektoniczne:

- a — strefa kontaktowa fliszu podhalańskiego ze Skalkami,
- b — strefa zaburzeń tektonicznych w obrębie fliszu podhalańskiego przebiegająca równolegle do kontaktu w odległości od 1 — 2 km na południe od Skalek.

<sup>1</sup> Redakcja otrzymała rękopis pracy po śmierci autora. Zachowano oryginalny tekst pracy, wprowadzając jedynie drobne poprawki redakcyjne.

### a. Strefa kontaktowa fliszu podhalańskiego z Skałkami

Najważniejszą strefą tektoniczną na Podhalu jest kontakt fliszu podhalańskiego z Pasmem Skałkowym. Przebieg północnej granicy fliszu zarysowuje się łagodnym, wielkopromiennym wygięciem ku północy odzwierciedlającym podhalański wycinek łuku karpackiego. Kontakt między Skałkami a fliszem nie jest linią, lecz strefą, w której zjawiska tektoniczne zajmują różną szerokość (145 m do 360 m), (W. Pokropek, 1960).

Tektoniką północnej strefy Podhala zajmował się W. Pokropek w ramach prac magisterskich prowadzonych przez Zakład Geologii Regionalnej UW. Z badań tych, jak również z obserwacji autora, wynika, że w strefie kontaktowej występują głównie formy tektoniki nieciągłej. Najczęściej można obserwować w łupkach i piaskowcach płaszczyny poślizgowe nierówne — powyginane, pokryte zazwyczaj błyszczącymi powierzchniami lustrzanymi o barwie ciemnej, a czasem zupełnie czarnej. Piaskowce są tu pogruchotane, a pierwotne ławice porozrywane wykazujące bardzo zmienną miąższość. Miejscami skały piaskowcowe przechodzą w druzgot tektoniczny. W pasie kontaktowym warstwy skalne stoją na ogół pionowo po obu stronach kontaktu. W niektórych punktach stromo ustawione warstwy fliszu podhalańskiego ulegają nawet wstecznemu przechyleniu i wykazują północne upady. W lewobrzeżnych dopływach Dolnej Łapszanki W. Pokropek (op. cit.) obserwował w ławicach piaskowców bruzdy pionowe (!), co wyraźnie zaznacza kierunek ruchu tektonicznego przesuwającego względem siebie kompleksy Pasma Skałkowego i fliszu podhalańskiego (fig. 1).

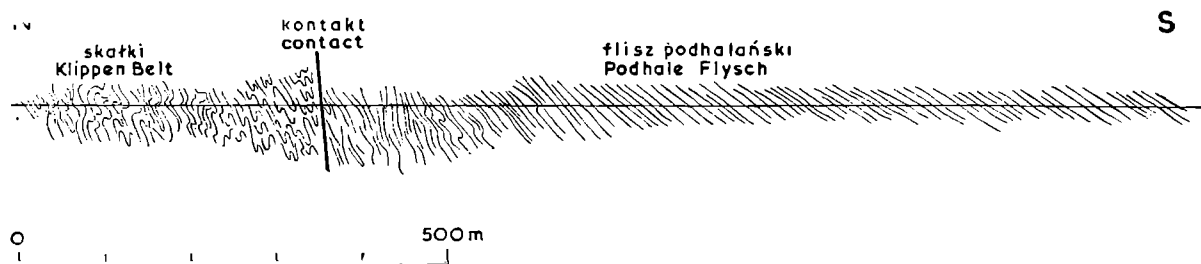


Fig. 1. Strefa kontaktowa fliszu podhalańskiego z pieninińskim pasem skałkowym w dolinie Białego Dunajca w Szaflarach

Fig. 1. The contact zone of the Podhale Flysch with the Pieniny Klippen Belt in the valley of Biały Dunajec river at Szaflary

Zjawisko to przemawia na korzyść opinii K. Birkenmajera (1959, 1960) o pionowym, diapirowym wypiętrzeniu Skałek, a także o ich autochtonicznym zakorzenieniu na miejscu, co autor wypowiedział już w roku 1930 (B. Halicki 1930).

Jak wspomniano na początku artykułu, granica fliszu podhalańskiego ze Skałkami przebiega wielkopromiennym łukiem wygiętym ku północy. Między Białym Dunajcem a Białką w omawianej linii granicznej zarysowuje się dodatkowe, dość wyraźne wybrzuszenie ku północy. W dolince potoku Leśnica, w centrum tego wybrzuszenia flisz podhalański sięga ku północy o 1 km dalej, aniżeli wynikałoby to z ogólnego zarysu krzywizny osi podłużnej Pasma Skałkowego. Żadnych innych wygięć kontaktu fliszu podhalańskiego ze Skałkami nie ma.

Na podstawie ostatnich badań zakwestionować należy istnienie w za-

chodniej części fliszu podhalańskiego sygmoidalnego skreću omawianej granicy, jak podawał J. Gołąb (1952). Wynika to z budowy tektonicznej warstw fliszowych w bezpośredniej bliskości kontaktu. Załączony do niniejszego artykułu wycinek zdjęcia geologicznego doliny potoku Cichego (J. Kotnowska 1959) wykazuje w strefie przykontaktowej równoleżnikowe biegi warstw fliszowych (fig. 2). Dalszy teren w kierunku zachodnim jest niestety zamaskowany grubą pokrywą żwirów neogeńskich, które uniemożliwiają przeprowadzenie obserwacji.

Następny odcinek Pasma Skałkowego leży już na terytorium Czechosłowacji. Ponieważ Skałki przebiegają nieco dalej na południe, połączenie ich z polskim odcinkiem musi przebiegać po pewnej krzywiźnie, charakteru i przebiegu jej jednak w terenie odczytać nie sposób.

### b. Strefa zaburzeń tektonicznych

Druga strefa zaburzeń tektonicznych przebiega w odległości 1 — 2 km od kontaktu fliszu ze Skałkami. Wzdłuż północnego brzegu niecki Podhala ciągną się na niektórych odcinkach wydłużone równoleżnikowo pasma zaburzeń o mocno zondulowanej osi podłużnej. Jedno z tych pasm zaznacza się bardzo wyraźnie między Kacwińską Rzeką a Białką. Jako pierwsza opisała je K. Grzybek (1956), szereg nowych danych podał W. Pokropek (op. cit.).

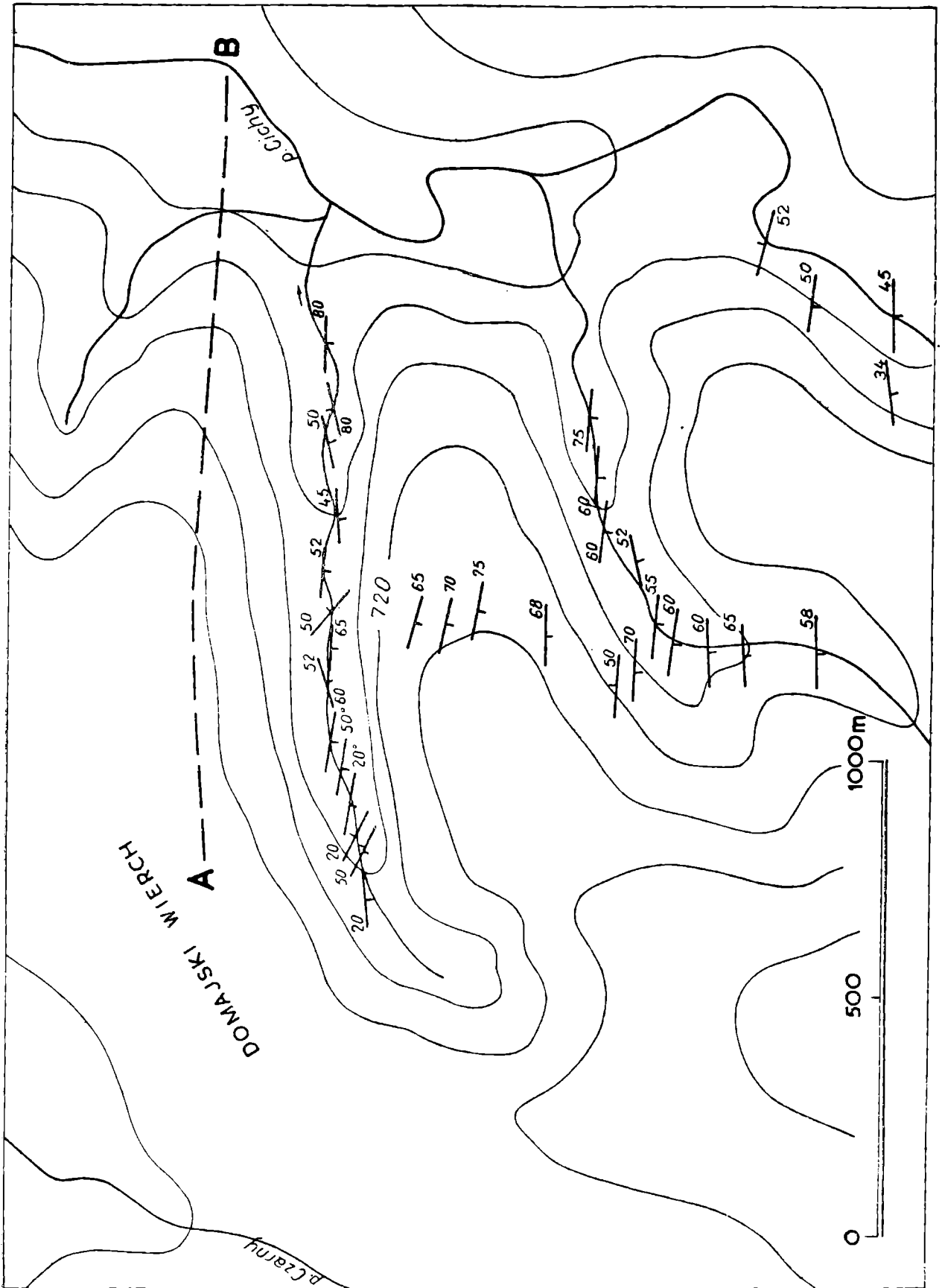
We wspomnianej strefie spiskiej ławice fliszu, które spoczywały łagodnie pomiędzy kontaktem a omawianą strefą, w odległości 1 — 2 km na południe od kontaktu stoją całkowicie pionowo, a nawet wykazują lokalne przechylenia wsteczne (fig. 3). Na linii potoku Hotarnego deformacje te zanikają (zanurzają się w głąb), aby wynurzyć się ponownie między Łapszanką a Czarnogórskim potokiem, gdzie ujawniają podobną budowę geologiczną jak na odcinku pierwszym (wschodnim). W. Pokropek (op. cit.) wyraził pogląd, że deformacje strefy spiskiej są wywołane fleksurowatym, stromym ugięciem warstw fliszu na jakiejś przeszkodzie istniejącej w podfliszowym podłożu niecki podhalańskiej.

Na dolnym odcinku potoku Czarnogórskiego, w prawym brzegu nie dochodząc do wsi Trybsz, znana jest autorowi duża płaszczyna poślizgowa w łupkach fliszowych zaznaczona kilkucentymetrową, rozartą, czarną brekcją łupkową widoczną w dobrym odsłonięciu na przestrzeni kilkunastu metrów. Na zachód od Białki zaburzenia tektoniczne tego pasma ustają.

Na zachodnim Podhalu wyraźnym odcinkiem deformacji fliszu w strefie przyskałkowej jest tzw. fałd wsteczny Pasieki opisany przez J. Gołąba (1952). W tej strefie większość ławic fliszowych jest ustawiona stromo, bądź nawet przechylona wstecznie ku północy (z odwróconymi hieroglifami), a niektóre czoła antyklinalne wykazują też niewielkie wsteczne przechylenia skierowane ku Skałkom. Największą jednostką tego rodzaju jest fałd o rozciągłości do 400 m, w którym partia czołowa wyciśniętej antykliny ulega w górnej części przegubu złamaniu i leży płasko pod kątem prostym na stromo stojących niższych partiach ławic fliszu (tuż poniżej mostu przez potok Cichy przy drodze Miętustwo — Chochołów).

Na całej przestrzeni pośredniej między Białką a potokiem Bystrym ławice fliszu wykazują ciągle pochylenie ku południowi, stopniowo malejące w kierunku osi niecki.

Obie opisane strefy zaburzeń w północnej części fliszu Podhala (strefa



kontaktowa i strefa zaburzeń tektonicznych) wiążą się genetycznie z diapirowym wypiętrzeniem Skalek, który to pogład znajduje obecnie coraz więcej zwolenników w literaturze geologicznej karpackiej. Jeśli Skalki były wydzwigane z głębi ruchem mniej więcej pionowym, to flisz podhalański zachowywał się w tym czasie zupełnie odmiennie, o czym świadczą fakty następujące: biegi warstw fliszowych w pobliżu strefy przykontaktowej są zmienne i wykazują odchylenia w granicach kilkudziesięciu stopni. Pomiedzy poszczególnymi kompleksami warstw fliszowych znajdują się wyraźne płaszczyzny poślizgowe, a upady ujawniają na przemian wartości od bardzo stromych do łagodniejszych. Fakty te wskazują na grawitacyjne ześlizgi w obrębie stromo podniesionych warstw fliszu, które obsuwały się na różną głębokość w zależności od przeszkód hamujących ruch poszczególnych łusek ześlizgowych.

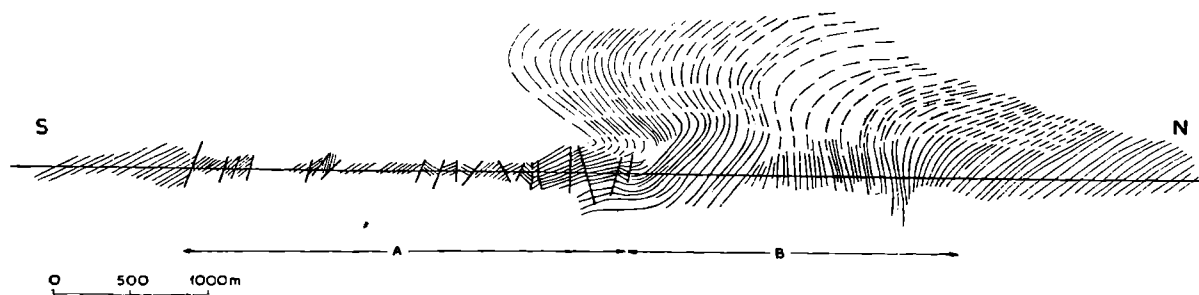


Fig. 3. Fałd leżący w odsłonięciu w dolinie rzeki Kacwińskiej. A strefa uskoków przed czołem fałdu, B strefa fałdu (W. Prokopek 1960)

Fig. 3. Overturned fold in the valley of Kacwińska river, A the faulting zone, B folded zone (W. Prokopek 1960)

Na niektórych odcinkach zaznacza się we fliszu podhalańskim wspomniane już niewielkie, wsteczne przechylenie ławic fliszowych. Ma to miejsce na Spiszu i w pobliżu potoku Cichego (Wielkiego Rogoźnika), na innych odcinkach tych zjawisk brak. Wynika z tego, że ruch wsteczny fliszu podhalańskiego nie był wywołany jednolitym podsuwawczym ciśnieniem mas Skalkowych ku południowi, lecz był uzależniony od lokalnych skłębień tych mas, które wyciskały przyległy flisz jedynie lokalnie.

Na wspomnianym północnym wybrzuszeniu granicy fliszu między Białym Dunajcem a Białką upady ławic fliszu wahają się pomiędzy 20 a 30°, a tylko wyjątkowo osiągają 40°. Przechodzą one, na południe, w jeszcze łagodniejsze nie ujawniające strefy zaburzeń podobnych do tych, jakie występują na Spiszu i przy czarnodunajeckim wycinku Podhala. Mimo woli zwraca uwagę okoliczność, że to północne wybrzuszenie fliszu odpowiada przestrzennie tej części Pasma Skalkowego, gdzie sztywne masy Skalek prawie nie pokazują się na powierzchni, nie są więc diapirowo wypchnięte wysoko ku górze, jak na sąsiadujących odcinkach wschodnim i zachodnim.

←  
Fig. 2. Wycinek mapy północno-zachodniej części Podhala z zaznaczeniem biegów i upadów ławic fliszowych. A—B kontakt fliszu podhalańskiego z pasem skałkowym. (J. K o t n o w s k a 1959)

Fig. 2. Fragment of a map of the NW part of Podhale showing the dips and strikes of the flysch layers. A—B the contact of the Podhale Flysch with the Pieniny Klippen Belt (J. K o t n o w s k a 1959)

## TEKTONIKA ŚRODKOWEJ CZĘŚCI NIECKI PODHALAŃSKIEJ

Cała strefa wewnętrzna niecki podhalańskiej leżąca na południe od opisanego kontaktu ze Skalkami i towarzyszącej mu strefy zaburzeń wykazuje na ogół jedynie rozległe nieckowate wgłębienie sięgające aż po północny brzeg Tatr. Nie występują tu jednolite i ciągle pasma antyklin i synklin. Brak ich świadczy o tym, że pofałdowanie osadów w niecce nie miało charakteru schematycznej kompresyjnej harmonijki. Przeciwnie, deformacje tektoniczne osadów fliszowych są tu bardzo niewielkie. Spośród nich można wyróżnić formy o przebiegu zgodnym mniej więcej z osią niecki (równoleżnikowe) i formy o kierunku osi zbliżonym do N — S (południkowe).

W zachodniej części Podhala znajduje się opisywana już parokrotnie niecka Ostrysza (np. J. Gołąb 1952). Cechą jej budowy są łagodne upady na skrzydłach i brak jakichkolwiek dyslokacji na krawędziach. Jest to zatem jedynie lokalne wgłębienie serii fliszowej w niecce podhalańskiej.

Na południowy wschód od niecki Ostrysza biegnie równoleżnikowo na przestrzeni dwóch do trzech kilometrów tzw. „synklina Nowego Bystrego” wyróżniona przez B. Szymańskiego (1962). Nie jest ona formą głęboko i ostro zarysowaną, a skrzydła jej wykazują upady mieszczące się w granicach od 4 do 20°. Nieco na północ od tej synkliny wynurza się na grzbiecie Hawranówki niewielki płaski guz o łagodnych skrzydłach, nazwany przez B. Szymańskiego (op. cit.) „brachyantykliną Hawranówki”.

Na wschodzie J. Pokorski (1962) wyróżnia małą równoleżnikową antyklinę, którą nazwał „antykliną Białki”, gdyż położona jest ona na południowym obrzeżeniu równoimiennej wsi i dochodzi do brzegu rzeki Białki.

Jak wynika z niniejszego przeglądu, równoleżnikowe zaburzenia strukturalne we fliszu Podhala są bardzo nieznaczne.

Poza wymienionymi jednostkami w niecce Podhala istnieje parę form o kierunku zdecydowanie południkowym. Najdawniej wzmiankowaną w literaturze jest płaska i rozległa elewacja Białego Dunajca (B. Halicki, 1932). Mniej więcej środkiem jej grzbietu płynie z południa na północ na przestrzeni kilku kilometrów Biały Dunajec.

Formą znacznie węższą i stromszą jest spiętrzenie fliszu na zachodnim zboczach grzbietu Zgorzeliska. Autor nazwał tę formę „garbem Zgorzelisk” (B. Halicki 1959), a J. Pokorski (op. cit.) zastosował nazwę „elewacji Zgorzelisk”. Jest rzeczą interesującą, że ta forma o dość stromych krawędziach jest położona na skrajnym południu dotykając niemal swym południowym zakończeniem brzegu masywu tatrzańskiego.

## KONTAKT FLISZU PODHALAŃSKIEGO Z TATRAMI

Kontakt fliszu podhalańskiego z Tatrami nie był szczegółowo opracowany przez Zakład Geologii Regionalnej UW, w związku z tym autor ograniczy się do kilku znanych mu ogólnikowych faktów.

Jak wiadomo, J. Nowak (1927) przyjmował istnienie odklucia pomiędzy fliszem podhalańskim a spągowym, zlepieńcowo-wapiennym, „nummulitowym” kompleksem eocenu. Zjawisko to nie ujawnia się na całej przestrzeni północnego podnóża Tatr. Jest ono np. wyraźne w Do-

linie Pięciu Źródeł, natomiast nie widać jego śladów u wylotu Doliny Białego w Zakopanem.

Zwraca uwagę fakt, że flisz przy kontakcie z Tatrami ustawiony jest miejscami bardzo stromo, gdzie indziej wykazuje dość łagodne północne upady. Przykładem zachowania się fliszu, takim jak w pierwszym przypadku, jest Wawrzeczkowa Cyrhla położona nad Cichą wodą w strefie omawianego kontaktu. Niewielkie potoczki na wschodnim obrzeżeniu Wawrzeczkowej Cyrhli odsłaniają ławice bardzo silnie pogięte, o zmiennych biegach, ustawione stromo, prawie pionowo lub nawet lekko wstecznie przechylone ku Tatrom. Szerokość tak zdeformowanych serii strefy przykontaktowej we fliszu liczy co najmniej paręset metrów. Wyraźnie zdyslokowane są również warstwy fliszu w Jaszczurówce. Spokojnie i łagodnie pochylają się natomiast od Tatr ku północy ławice fliszowe przy wylotach zakopiańskich dolinek reglowych.

Nasuwa to podejrzenie o istnieniu związku tych zjawisk z undulacjami transwersalnymi Tatr: na elewacji Koszystej dyslokacje kontaktowe są bardzo silne (Wawrzeczkowa Cyrhla), natomiast w depresjach flisz leży spokojniej (Goryczkowa, Jawor).

Zjawisko to przypomina niejednakowe zachowania się fliszu podhalańskiego na kontakcie przyskałkowym (porównaj str. 350).

#### DYSLOKACJE NIECIĄGŁE I DROBNE FORMY TEKTONICZNE NA PODHALU

Dyslokacje nieciągłe są we fliszu podhalańskim częste, choć niewielkie. Amplituda ich wyraźnie maleje od brzegów do osi niecki. Największe uskoki na Podhalu występują na wschodnim zboczu Bukowińskiej Grapy nad Białką (Tabl. XVIII, fig. 2). Maksymalna amplituda odsłoniętych tu dyslokacji nie przekracza kilkunastu metrów.

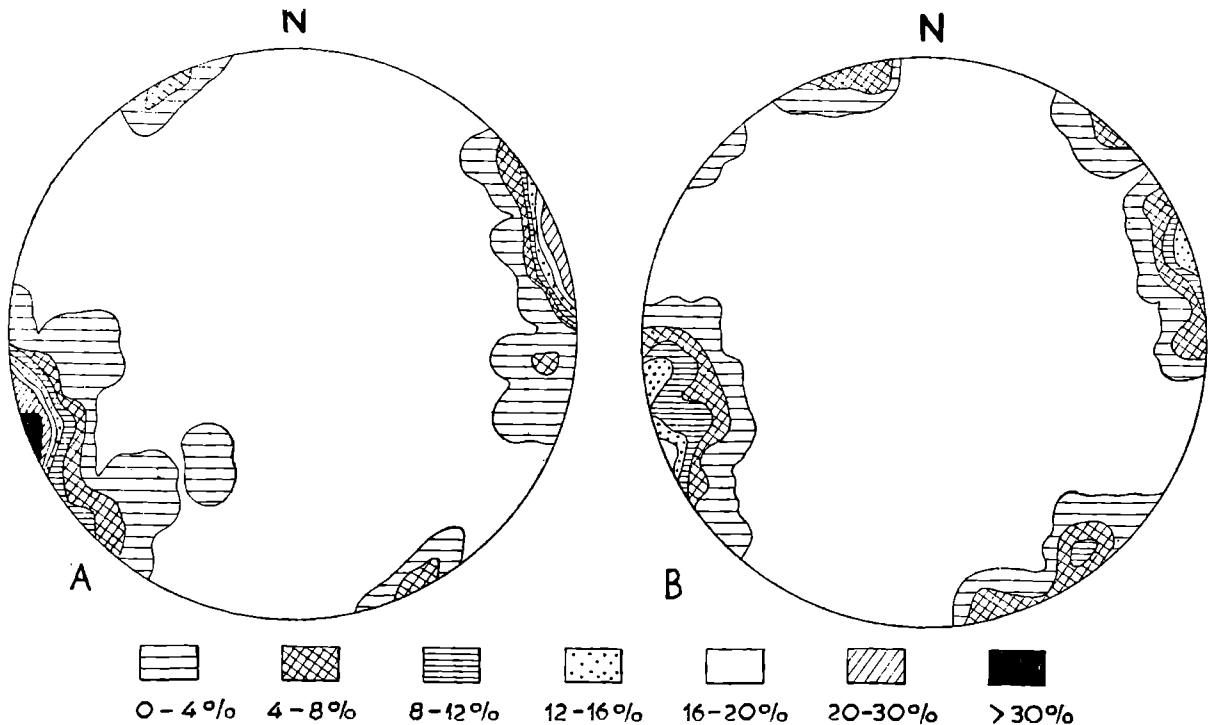


Fig. 4. Przestrzenne ułożenie osi mikroantyklin na obszarze wschodniego Podhala. Naniesiono pomiary 96 antyklin. A dolina Porońca, B obszar Galicowej Grapy i strefy osiowej niecki Podhala (J. Pokorski 1962)

Fig. 4. Orientation of the axis of 96 microantycines in the east part of Podhale. A Poroniec valley, B central part of the Podhale syncline (J. Pokorski 1962)

Największe dyslokacje zanotowane przez B. Szymańskiego (1962) na zachodnim Podhalu dochodzą do 40 m (Nowe Bystre).

W osiowej strefie niecki drobne uskoki są bardzo częste, ale amplituda ich waha się od kilku do kilkadziesiąt centymetrów i rzadko tylko osiąga 1 m. Wspomnieć może należy, że uskoki Podhala są na ogół pionowe i pokrywają się często z kierunkami sieci ciosów fliszu podhalańskiego.

Nie sposób pominąć drobne formy plastyczne mikrotektoniki fliszu podhalańskiego. Najczęstsze są w nim podwójne przegięcia warstw w kształcie litery „Z” lub drobne antykliny, często na przegubach złamane. Rozmiary ich bliskie są zazwyczaj wielkości 1 do 2 m, czasem osiągają kilka metrów i tylko wyjątkowo jeszcze nieco większy rozmiar.

Jest rzeczą godną uwagi, że te formy mikrotektoniki szybko rozplaszczają się zarówno ku stropowi, jak i ku spagowi, z czego wynika, że ich geneza wiąże się raczej z niewielkimi poślizgami śródwarstwowymi i jest natury grawitacyjnej.

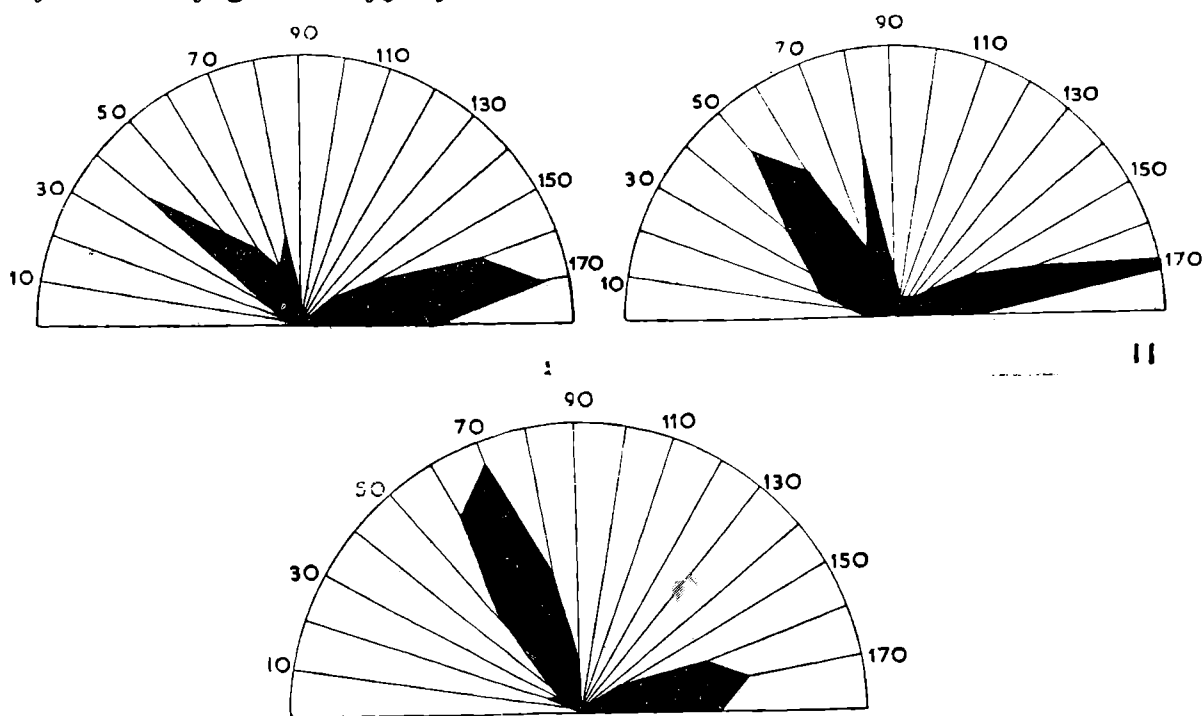


Fig. 5. Diagramy kierunków spękań ciosowych we fliszu podhalańskim. I elewacja Zgorzelisk, II strefa osiowa niecki, III Galicowa Grapa i obszary przyległe (J. Pokorski 1962)

Fig. 5. Orientation of joints in the Podhale Flysch. I elevation of Zgorzeliska, II central zone of syncline, III Galicova grapa and surrounding area (J. Pokorski 1962)

Na pierwszy rzut oka wydaje się, że kierunki osi deformacji mikrotektonicznych są chaotyczne i równokierunkowe. Taką opinię o nich wypowiedzieli W. Pokropek (1960) i B. Szymański (1962). J. Pokorski (1962) natomiast zadał sobie trud pomierzenia na południowoschodnim Podhalu prawie stu niewielkich antyklinali i wyniki z tych pomiarów przedstawił na równopowierzchniowej siatce Schmidta (fig. 4 A i 4 B). Z rysunku wynika, że osi tych antyklinali są bliskie kierunkowi przeważnej liczby spękań ciosowych, co widać dobrze przy zestawieniu tego rysunku z rysunkami ilustrującymi przebieg ciosu we fliszu Podhala (fig. 5).



## CIOSY WE FLISZU PODHALAŃSKIM

Osobny rozdział studiów nad tektoniką fliszu podhalańskiego stanowią badania ciosów. Sporo materiału faktycznego i wstępnych wniosków w tym względzie zawiera zaawansowana praca doktorska W. Boretti-Szumańskiej (uprzemie udostępniona mi przez autorkę) oraz cytowane już prace magisterskie W. Pokropka i B. Szumańskiego.

Z pierwszej spośród nich, zawierającej pomiary ciosów na całym polskim Podhalu (11 000 pomiarów płaszczyzn ciosowych) wynika, że kierunki spękań ciosowych nie wszędzie są jednakowe, aczkolwiek zaznacza się ich ogólna regularność na badanym obszarze. Zwraca uwagę wyraźna zależność między gęstością sieci spękań a grubością ławic fliszowych. Godne podkreślenia jest również to, że w piaskowcach i łupkach cienkoławicowych płaszczyzny spękań są prostolinijne, a w piaskowcach gruboławicowych i zlepieńcach odznaczają się nieprostolinijnym, zygzakowatym przebiegiem płaszczyzn ciosowych. Rzuca to światło na przebieg zjawiska w zależności od stopnia sprężystości ośrodka poddawanego naprężeniom.

We fliszu podhalańskim istnieją przynajmniej dwie generacje spękań: starsze są zmineralizowane, wypełnione krystalicznym kalcytem; młodsze pozbawione są mineralizacji.

Najpowszechniejsze na Podhalu kierunki spękań są wyznaczone azymutami 50 do 60° oraz 155 do 165°. Na wschodnim Podhalu występują ponadto dwa inne uprzywilejowane pod względem ilościowym kierunki: 180° oraz 15° do 20°. Na Podhalu zachodnim często dają się zaobserwować kierunki 90 oraz 30°. Ten ostatni jest zapewne odpowiednikiem kierunku 20° na Podhalu wschodnim. O ile na wschodzie kierunki spękań są kątowno bardzo jednolite, o tyle na Podhalu zachodnim dają się zauważyć duże odchylenia kątowne w przebiegu płaszczyzn ciosowych.

Płaszczyzny ciosowe przecinają warstwy skalne pionowo (zwłaszcza piaskowce) pod stałym kątem na ogół 80 do 90°. W płaszczyźnie poziomej najczęstsze kierunki płaszczyzn ciosowych przecinają się pod kątem 90 do 100° (Tabl. XVII, Tabl. XVIII, fig. 1).

Wspomnieć wreszcie należy o wyraźnym związku ciosowych kierunków spękań z uskokami występującymi we fliszu na obszarze Podhala. Miejscami widać wyraźnie, że stanowią one niewielkie przesunięcia wzdłuż płaszczyzn spękań ciosowych. Normalna sieć ciosów ulega w strefach uskokowych zagęszczeniu i zagmatwaniu kierunków tak, że przyuskokowe partie skalne są „poszatkwane” spękaniami ciosowymi.

## GENEZA ZJAWISK TEKTONICZNYCH W NIECCE PODHALAŃSKIEJ

Dla logicznego wytłumaczenia zjawisk tektonicznych opisanych w pierwszej części niniejszego artykułu należy sięgnąć do odmiennych kryteriów od tych, jakie były stosowane przez poprzednich autorów (J. Gołąb, 1952, 1954; L. Watycha, 1959).

Jak już zaznaczono powyżej, strefa kontaktowa pomiędzy fliszem podhalańskim a Pasmem Skalkowym odznacza się szeregiem potężnych przesunięć pionowych, na co wskazują pionowe bruzdy i zadrapania na płaszczyznach ławic fliszowych. W niecce podhalańskiej strefa zaburzeń tektonicznych (strefa b, str. 351) oddzielona od kontaktu łagodnie pochyłymi ławicami fliszu wywołana jest zapewne nie tyle nierównościami

podfliszowego podłoża (W. Pokropek 1960), ile wstecznym zafałdowaniem ześlizgowych pakietów fliszu. Zaznacza się to wyraźnie tam, gdzie te ześlizgi grawitacyjne były najliczniejsze i spiętrzały się stromo (Spisz, dorzecze potoku Cichego).

Brak wyraźnych równoleżnikowych struktur fałdowych w centralnej części niecki Podhala wskazuje na brak silnych, orogenetycznych nacisków bocznych. Istnienie lokalnych elewacji poprzecznych, a w szczególności kierunek osi mikroantyklinali południowo-wschodniego Podhala, uszeregowanych prostopadle do osi podłużnej niecki, wskazuje, że chodzi tu o ruchy ześlizgowe, grawitacyjne, na ogół lokalne, zanikające na małych odstępach pionowych. Te ruchy grawitacyjne podkreślają na północy dość częste płaszczyzny ślizgowe występujące również w słabo pochylonych ławicach fliszu.

Południowy, przytatrzański kontakt fliszu podobnie nie ujawnia mocnego nacisku bocznego Tatr na nieckę podhalańską. Lokalnie stromsze i różnorodne upady ławic fliszu wyraźnie ograniczone przestrzennie (na elewacjach tatrzańskich) należy wiązać bądź z lokalnymi naciskami płytko leżących w podłożu mas regłowych tatrzańskich, bądź też gwałtownymi ześlizgami na stromym i płytkim podłożu. Obie te okoliczności nie wykluczają się zresztą wzajemnie.

Gęsta sieć uskoków, szczególnie drobnych, zdaje się wiązać z procesami osiadania kompacyjnego mas fliszowych na nierównym podłożu niecki. Sprawa częstej zgodności kierunków płaszczyzn ciosu z uskokami nasuwa mimo woli chęć powiązania obu tych zjawisk, a podnoszone przez W. Boretti-Szumańską zjawisko zagęszczenia płaszczyzn ciosowych w strefach uskokowych potwierdza to przypuszczenie jeszcze bardziej. Zdaje sobie wszakże sprawę, że zagadnienie ciosów we fliszu podhalańskim wymaga jeszcze dalszych szczegółowych studiów.

Sprawa wieku deformacji tektonicznych fliszu podhalańskiego wydaje się dość wyraźna w świetle istniejących publikacji. Zgodnie z pracą B. Leśko (1957) sedymentacja we wschodniej części basenów fliszu centralnego zakończyła się w oligocenie, którego osady pokryły serię fliszową podhalańską. Ruchy ześlizgowe grawitacyjne miały miejsce najpewniej po tym ostatnim epizodzie morskim w kotlinach fliszowych pogranicza wewnętrznych i zewnętrznych Karpat.

Na omawianym terenie intensywne dźwiganie się Skalnego Podhala zdradza potężna erozja i jej skutki — kilkudziesięciometrowa akumulacja mio-pliocenńska na Domajskim Wierchu (K. Birkenmajer, 1952). Nawet w czwartorzędzie ruch pionowy i ostateczne wydźwignięcie Podhala w stosunku do Pasma Skałek nie ustało i wyraziło się wartością około 80 m w starszym plejstocenie (B. Halicki, 1930). Przy sposobności należy przypomnieć, że po północnej stronie Pasma Skałkowego zapadała się równocześnie kotlina nowotarsko-orawska, co uwydatniło wyraźnie samodzielną i zupełną niezależność tektoniczną Pasma Skałkowego.

WYKAZ LITERATURY  
REFERENCES

- Birkenmajer K. (1952), W sprawie morskiego miocenu na Podhalu (La question du Miocène marin de Podhale — Carpates Centrales) *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 21, nr 2, Kraków.
- Birkenmajer K. (1959), Diapiric tectonics in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians) — *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Chim. Geol., Geogr.*, 7, No 2, Varsovie.
- Birkenmajer K. (1960), Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland. *Jb. Geol. B. A.* 103. Wien.
- Gołąb J. (1952), Tektonika Podhala (streszczenie referatu). *Biul. Geol. Państw. Inst. Geol.*, z. 1, Warszawa.
- Gołąb J. (1954), Rockslides and Flows and their Meaning for the Tectonics of the Flysch of Podhale — *Bull. Soc. Sc. Lett. Cl. III*, 5, nr 1, Łódź.
- Grzybek K. (1956), Zdjęcie geologiczne fliszu podhalańskiego na ark. Niedzica (praca magisterska). *Arch. Zakł. Geol. Reg. UW*, Warszawa.
- Grzybek K., Halicki B. (1958), Osuwiska podmorskie we fliszu podhalańskim (Submarine Slides in the Podhale Flysch — Carpathians). *Acta geol. pol.*, 8, Warszawa.
- Halicki B. (1930), Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr (La glaciation quaternaire du versant Nord de la Tatra). *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 5, nr 3—4, Warszawa.
- Halicki B. (1932), Parę uwag o rozwoju dolin tatrzańskich (Quelques remarques sur l'évolution des vallées tatriques). *Ibid.*, 7, nr 2, Warszawa.
- Halicki B. (1959), Z badań nad fliszem podhalańskim i magurskim na Podhalu (Notes on the Podhale and Magura Flysch in the Podhale Region). *Acta geol. pol.*, 11, nr 4, Warszawa.
- Kotnowska J. (1959), Zdjęcie geologiczne fliszu podhalańskiego, neogenu i czwartorzędu okolic Chochołowa, Czarnego Dunajca i wsi Cichego (praca magisterska). *Arch. Zakł. Geol. Reg. UW*, Warszawa.
- Leško B. (1957), Geológia a Geomorfologia územia severne od Prešova (Geologie und Geomorphologie des nördlich von Presov liegenden Gebietes). *Geologické Práce*, 47, Bratislava.
- Nowak J. (1927), Zarys tektoniki Polski (Esquisse de la tectonique de la Pologne), Kraków.
- Pokorski J. (1962), Tektonika wschodniego Podhala między Białym Dunajcem a Białką (praca magisterska). *Arch. Zakł. Geol. Reg. UW*, Warszawa.
- Pokropek W. (1960), Północna strefa tektoniczna fliszu Podhala (praca magisterska). *Ibid.*
- Szymański B. (1962), Tektonika partii osiowej fliszu podhalańskiego na zachód od Białego Dunajca (praca magisterska). *Ibid.*
- Watycha L. (1959), Uwagi o geologii fliszu podhalańskiego we wschodniej części Podhala. *Prz. geol.*, nr 8, Warszawa.

SUMMARY

The tectonic dislocation in the northern part of the Podhale syncline

Two tectonic zones are distinguished in the northern part of the Podhale Flysch:

1° The contact zone of the Podhale Flysch with the Pieniny Klippen Belt. This zone is 145—360 m wide, the beds are dipping in

general vertically and in places they are even inverted. The sandstones are strongly crushed and sometimes breccias are present. On the sandstone beds one can observe vertical tectonic furrows, which may support the opinion of K. Birkenmajer (1959, 1960) considering the Pieniny Klippen Belt as being vertically uplifted during the latest phase of orogeny.

2° The second zone of tectonic dislocations may be followed in Podhale Flysch parallel to the former one in a distance of 1 — 2 km to the south. It is a discontinuous zone, marked by vertical dips and in some places by an inverted position of beds. This zone is well displayed in the Spisz region, disappears to the west, and is visible again in the westernmost part of Podhale as the so called Pasięka inverted fold.

The both zones were formed in course of the diapiric uplift of the Pieniny Klippen Belt. The flysch masses were quite passive at that time. The described dislocations owe their origin to the gravitational slidings which took place from the uprising ridge.

### Tectonics of the central part of the Podhale Flysch

In this part of Podhale flysch deposits form a flat syncline in which one finds some secondary antyclinal and synclinal forms: antyclines of Hawranówka (B. Szymański, 1962) and of Białka (J. Pokorski, 1962); synclines of Ostrysz (J. Gołąb, 1952) and of Nowe Bystre (B. Szymański, 1962). The dips in these secondary forms are rather gentle.

The directions of all the above mentioned structures are parallel to the northern and southern border of the Podhale Flysch. In the investigated area there are also transversal structures directed north — south, e. g. elevation of Biały Dunajec (Halicki 1932) and elevation of Zgorzeliska (B. Halicki 1959).

### The border zone of the Podhale Flysch and the Tatra Mts

In this zone the flysch beds are dipping generally at a high angle, they are strongly folded and the strikes change in short distances.

The shearing plane described by J. Nowak (1927) between the flysch masses and Eocene complex of the Tatra Mts, which is visible in the Pięciu Źródeł Valley is lacking in the Biały Potok Valley.

The dislocations are most pronounced in the prolongations of the transversal elevations of the Tatra Mts. In the prolongations of the transversal depressions one observes more calm tectonics. Similar observations were made in the contact zone of the Podhale Flysch and the Pieniny Klippen Belt in relation to the transversal structures of the latter area.

### Discontinuous dislocations and the small tectonic structures

Small, generally vertical faults are numerous in the investigated area. The greatest observed fault throws are ranging up to 40 m (B. Szymański 1962). Their dimensions diminish toward the center of the syncline, where they are most of some tens of cm.

In the Podhale Flysch one observes also small antyclines and folds having the shape of the letter „Z”. Their amplitudes are not greater than few tens of cm. These structures become less intense up and down and in short distances the surrounding beds are laying flat. These observations suggest that the microfolds were formed by small gravitational slides. The folding directions statistically coincide with the prevailing directions of joints.

### Jointing in the Podhale Flysch

One can distinguish two generations of joints. The fractures of the older one are filled with calcite, the younger joints are without mineralisation.

The prevailing directions of joints lie between the azimuths  $50 - 60^\circ$  and  $155 - 165^\circ$ . In the Eastern Podhale there are also joints with azimuths  $180^\circ$  and  $15 - 20^\circ$ . In the Western Podhale joints with directions  $90^\circ$  and  $30^\circ$  are frequent.

The joint planes are generally vertical. In the investigated areas there exists a close relation between the faults and the joint directions.

### Origin of the tectonic structures in the Podhale syncline

A strong lateral pressing is not marked in the tectonic structures of the Podhale Flysch. The zones of tectonic dislocations along the northern and southern borders of the Podhale Flysch were formed by gravitational sliding. The dislocations in the central part of the syncline are of similar origin.

The dense net of joints seems to be produced by compactional subsidence of the flysch masses on an uneven substratum.

The tectonical deformations are of post-Oligocene age. The uplifting vertical movements acted during the late Tertiary up to Early Pleistocene.

*University of Warsaw*

*Department of Regional Geology of Poland and of World*

*Warszawa, march 1962*

OBJAŚNIENIA TABLIC  
EXPLANATIONS OF PLATES

Tablica Plate XVII

Spękania ciosowe we fliszu podhalańskim w Suchej Wodzie. Kierunki spękań:  
65° i 155° oraz rzadziej 90° (W. Boretti-Szumańska).  
Joints in the Podhale Flysch in the Sucha Woda river. Directions of joints: 65° and  
155°, less frequent 90° (W. Boretti-Szumańska).

Tablica Plate XVIII

Fig. 1. Spękania ciosowe w Białym Dunajcu koło Poronina. Kierunki spękań: 155°  
zmineralizowane, 65° bez mineralizacji (W. Boretti-Szumańska)  
Fig. 1. Joints in the Podhale Flysch at Poronin. Directions of joints: 155° with  
mineralisation, 65° without mineralisation (W. Boretti-Szumańska)  
Fig. 2. Uskok we wschodniej części fliszu podhalańskiego (Bukowińska Grapa)  
Fig. 2. Fault in the eastern part of Podhale Flysch (Bukowińska Grapa)

