

Deformacje nieciągłe w pienińskim pasie skałkowym na przekroju Białego Dunajca w Szaflarach

Bożena Jeżyna*

W okolicy Szaflar Białego Dunajca przebijając się przez pieniński pas skałkowy tworzy niewielki przełom. Na strefę tektoniczną Białego Dunajca składa się szereg różnowiekowych uskoków o genezie ścięciowej i przesuwczym charakterze: dwa zespoły diagonalne (f_1 o biegu 160° i f_2 o biegu 35°), których powstanie można wiązać z fazą styryjską i dwa oddalone od siebie o ok. 300–350 m uskoki poprzeczne zespołu T (o biegu 7°), związane z młodotrzeciorzędowym wypiętrzaniem pasa skałkowego (Birkenmajer, 1979). Uskoki te mają charakter lewoskrętny, a przemieszczenia poziome wzdłuż nich nie przekraczają kilku metrów. Zarówno uskokiem diagonalnym, jak i poprzecznym towarzyszą deformacje przyuskokowe i uskoki opierające, wskazujące na podatny charakter odkształcenia.

Słowa kluczowe: pieniński pas skałkowy, faza sawska i styryjska, uskoki diagonalne i poprzeczne, uskoki opierające, deformacje podatne

Bożena Jeżyna — **Discontinuous deformations in the Pieniny Klippen Belt on the cross-section of the Biały Dunajec River near Szaflary (southern Poland).** Prz. Geol., 48: 325–330.

Summary. In the vicinity of Szaflary (Pieniny Klippen Belt) the Biały Dunajec River forms kind of gorge. The authors of older papers linked it with the presence of an anticline with meridional axis, with a pivotal fault or with a dip-slip fault (eastern downthrown side). In the presented opinion the Biały Dunajec River tectonic zone consists of several faults of different age and origin. Two complementary shears diagonal to Pieniny Klippen Belt are present: (f_1 along azimuth 160° and f_2 along azimuth 35°). Their origin is connected with the Styrian compression. Two transversal faults (T) along azimuth 7° , connected with late Tertiary uplifting are also present. These faults are sinistral and the value of tectonic transport along them reaches several meters. Diagonal and transversal faults are accompanied by faults of second order and folding deformations point to the ductile character of deformation.

Key words: Pieniny Klippen Belt, Saavian stage, Styrian stage, diagonal and transversal faults, second order faults, ductile deformation

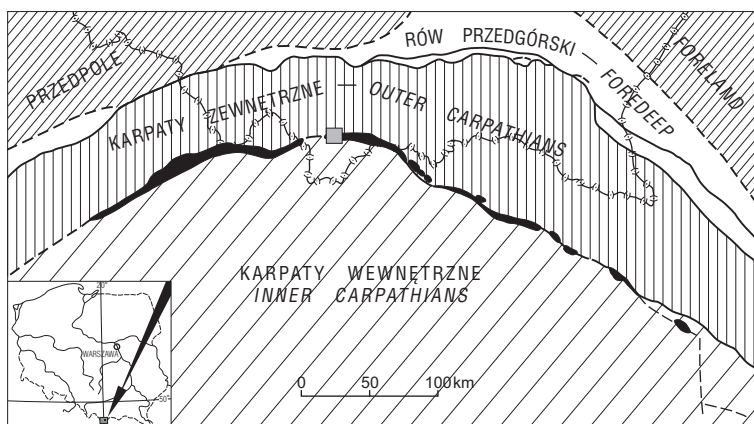
Teren badań położony jest w rejonie Szaflar na obszarze pienińskiego pasa skałkowego i obejmuje łóżysko Białego Dunajca na przestrzeni ok. 3 km (ryc. 1). Od północy kontaktuje z jednostką magurską Karpat zewnętrznych, od południa zaś z fliszem Podhala. Występują na nim utwory należące do jednostek: czorsztyńskiej, branskiej, pienińskiej i myjawskiej (Birkenmajer, 1979).

Biały Dunajec w rejonie Szaflar tworzy w utworach pienińskiego pasa skałkowego niewielki przełom, którego natura była przedmiotem wcześniejszych opracowań. Gołąb (1959) postulował istnienie tu dużej antykliny o południkowym przebiegu osi, pokrywającym się z biegiem rzeki, a jej potwierdzeniem miały być południkowe biegi warstw. Mastella (1975) opisuje strefę uskokową Białego Dunajca jako efekt działania uskoku wgłębnego o kierunku NNE–SSW. W południowej części tego uskoku, już na terenie Podhala (okolice Poronina) zostało zrzucone skrzydło zachodnie, a w okolicy Szaflar skrzydło wschodnie. Ta strefa, podobnie jak położona na wschód od niej strefa uskokowa Jurgów–Trybsz, miałaby charakter uskoku nożycowego lecz o przeciwnych zrzutach. Ograniczony tymi uskokiemi obszar byłby w południowej części względnie podniesiony, a w północnej względnie obniżony. Miałoby to tłumaczyć wygięcie na północ linii intersekcyjnej powierzchni kontaktu pasa skałkowego z fliszem podhalańskim oraz obecność obniżenia między Białką i Białym Dunajcem. Według pracy Mastelli i in. (1988) wzdłuż uskoku Białego

Dunajca wyraźnie jest zaznaczony jego zrzutowy charakter. Sumaryczny zrzut obszaru wschodniego jest szacowany w oparciu o mapę na ok. 300 m.

Według autorki Biały Dunajec przebijając się przez pieniński pas skałkowy wykorzystuje system różnowiekowych uskoków o różnej genezie i dobrze czytelnej składowej poziomej przemieszczenia uskokowego. Przesuwczy charakter tych uskoków jest odpowiedzialny za wleczenie warstw i ich prawie równoległe do uskoków biegi, zafałdowania przyuskokowe oraz za powstanie szeregu uskoków opierających.

Łóżysko Białego Dunajca podzielono na 5 odcinków o przebiegu prostoliniowym, zgodnym z biegiem uskoków



Ryc. 1. Lokalizacja terenu badań (czarny kwadrat)

Ryc. 1. Locality sketch of investigated area (black rectangle)

wykorzystywanych przez rzekę (ryc. 2A–C), których obecność daje się wyinterpretować zarówno w oparciu o mapę geologiczną Birkenmajera (1968), jak i mapę topogra-

*Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

ficzną w skali 1 : 10 000. Badania terenowe pozwoliły je udokumentować, określić ich charakter, następstwo wiekowe i opisać struktury towarzyszące.

Położenia warstw

Jednostka czorsztyńska jest najbardziej północną jednostką skałkową odsłaniającą się w rejonie Szaflar (odcinek Tewikiel). W korycie Białego Dunajca jest reprezentowana przez słabo odsłonięte, wyłaniające się na kilka centymetrów ponad powierzchnię wody margle, należące do formacji margli z Jaworek (Birkenmajer, 1963, 1977, 1979), które nie dostarczyły dostatecznej ilości pomiarów do opracowania statystycznego.

Jednostka braniska w łóżysku Białego Dunajca odsłania się na odcinku pod Długą Górą i Krótkie Pole. Na przestrzeni 1100 m tworzy na obu brzegach rzeki zwarty ciąg wychodni o charakterze stromych skarp. Jest to szereg łusek tektonicznych, zbudowanych głównie z cienkoławicowego wapienia z rogowcami (formacja wapienia pienińskiego), czerwonego wapienia bulastego (formacja wapienia czorsztyńskiego) i formacji radiolarytów z Czajakowej (Birkenmajer, 1977, 1979). Warstwy te mają strome upady północne i południowe. W jednostce braniskiej są dobrze czytelne struktury fałdowe. Obserwacje terenowe deformacji fałdowych wskazują, że ich charakter ma związek z litologią. W radiolarytach (formacja radiolarytów z Czajakowej) przeważają fałdy o charakterze półkolistym, a w sensie geometryczno-strukturalnym — koncentryczne. Fałdy w formacji wapienia pienińskiego również wykazują charakter koncentryczny, ale mają pokrój zygzakowaty i są wąskopromienne. Większość obserwowanych zafałdowań wykazuje związek z uskokami (ryc. 3).

Diagram położenia warstw (ryc. 2a) wskazuje, że przyjmują one najczęściej położenia 150/70S i 155/90, i że ich biegi są równoległe do biegu rzeki na odcinku Krótkie Pole. Ze stromymi położeniami warstw wiążą się strome ustawienia osi fałdów (a raczej zafałdowań przyskokowych), dające się obserwować bezpośrednio w terenie, jak i na diagramie położenia warstw. Strome ustawienia osi fałdów są dobrze czytelne bezpośrednio w odsłonięciach (ryc. 3), jak też zaznaczają się na diagramie (ryc. 2g). Nie są równoległe do regionalnego biegu pasa i często są stowarzyszone z uskokami.

Starsza osłona skałkowa (formacja jarmucka) odsłania się na granicy jednostki braniskiej i pienińskiej na odcinku Pod Długą Górą. Stanowią ją transgresywne utwory mastrychtu leżące niezgodnie na sfałdowanej płaszczynie braniskiej, wśród których jeszcze kilka lat temu można było obserwować olistolity radiolarytów malmu. Obecnie formacja jarmucka (piaskowce, zlepieńce), której warstwy zapadają stromo ku południowi, odsłania się głównie na prawym brzegu Białego Dunajca i w jego korycie w postaci pojedynczych skałek. Mała liczba pomiarów nie pozwoliła na analizę statystyczną.

Jednostka pienińska odsłania się w południowej części badanego obszaru na odcinku Baniska na przestrzeni ok. 800 m. Reprezentowana jest głównie przez grubo- i średnioławicowe piaskowce hieroglifowe ze strzałką kalcytową należące do formacji sromowieckiej oraz pstre i szare

łupi margliste z formacji margli z Jaworek (Birkenmajer, 1977, 1979). Są to najmłodsze osady budujące tę jednostkę. Ponadto występują tu wapienie plamiste należące do formacji wapieni z Podzamcza, formacja radiolarytów z Czajakowej oraz formacja wapienia pienińskiego (Birkenmajer, 1968, 1979), których duże zaangażowanie tektoniczne uniemożliwiło dokonanie jakichkolwiek pomiarów strukturalnych. Warstwy te zapadają stromo ku północy, zgodnie z nachyleniem powierzchni nasunięcia jednostki pienińskiej na jednostkę braniską. Większość deformacji fałdowych podobnie, jak w płaszczynie braniskiej jest stowarzyszona z uskokami. Osie fałdów przyskokowych zapadają stromo ku południowemu-wschodowi. Na podstawie obserwacji terenowych, jak też na podstawie diagramu położenia warstw (ryc. 2c) można stwierdzić, że warstwy przyjmują najczęściej położenia 30/50S, a ich biegi są równoległe do biegu Białego Dunajca na odcinku Baniska.

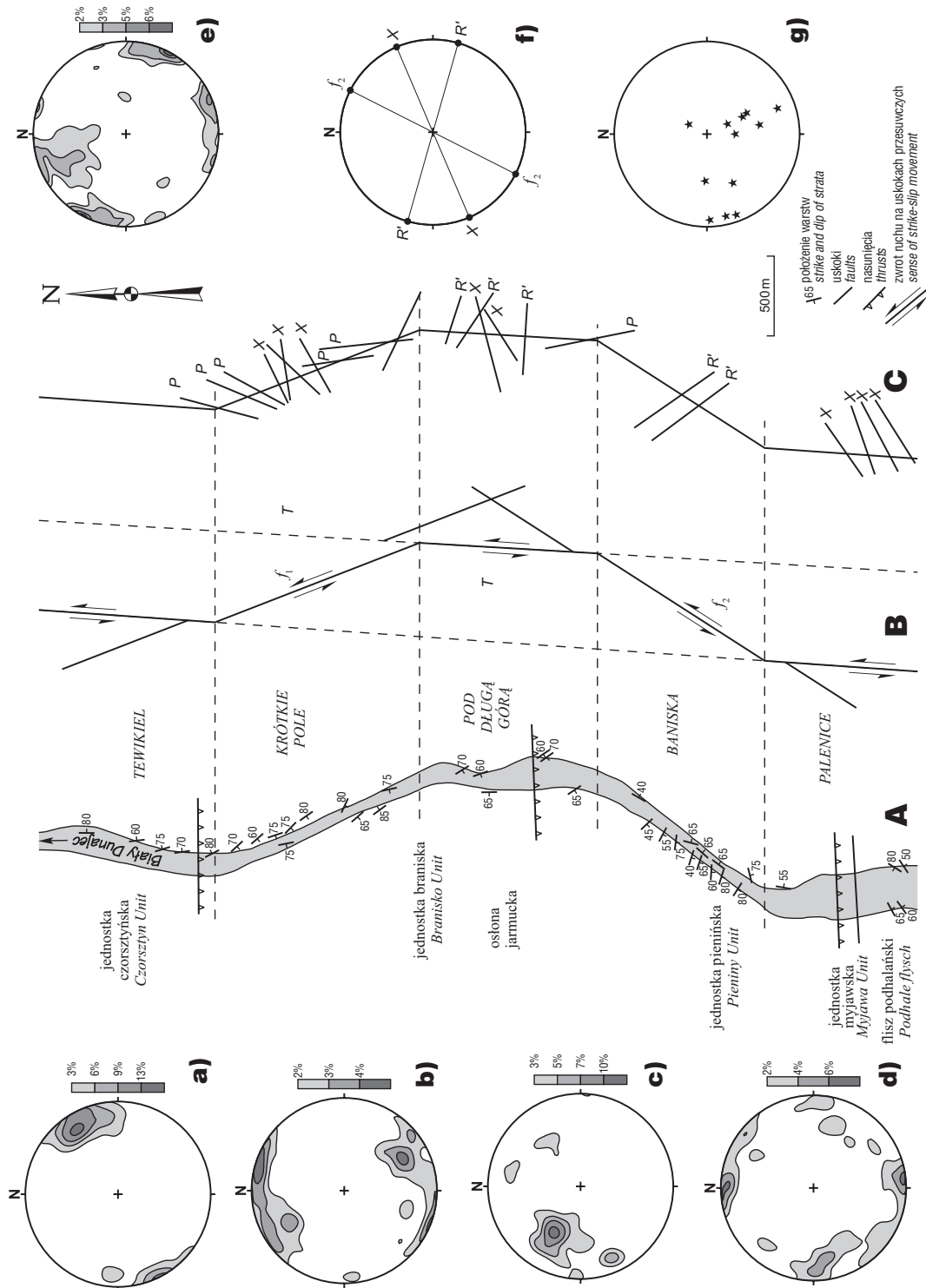
Jednostka myjawska jest najdalej na południe położoną częścią pasa skałkowego (Birkenmajer i in., 1983) odsłaniającą się na przestrzeni 10–12 m na odcinku Palenice. Od północy kontaktuje z jednostką pienińską, a od południa z fliszem paleogeńskim niecki podhalańskiej. Reprezentują ją głównie jasnoszare margle z wkładkami łupków marglistych w ławicach 2–10 cm (górnym senon–mastrycht; Jednorowska, 1980; Kostka, 1993). Te niewielkiej miąższości osady nie dostarczyły dostatecznej liczby pomiarów do opracowań statystycznych tej jednostki.

Spękania

Charakter i gęstość spękań w **jednostce braniskiej** zależy w dużej mierze od litologii. Większość pomiarów pochodzi z formacji wapienia pienińskiego i wapienia czorsztyńskiego. W radiolarytach (formacja radiolarytów z Czajakowej) duży udział mają spęknięcia o charakterze diagenetycznym, w związku z tym są one niesystematyczne i nie układają się w regularną siatkę, a szczegółową ich charakterystykę podaje Kwiatkowski (1981). Spękaniom we wszystkich jednostkach litostratygraficznych towarzyszy mineralizacja kalcytowa. Kalcyt ma przeważnie pokrój romboedryczny, a niekiedy włóknisty, prostopadły do biegu szczeliny, świadczący o ich stopniowym rozchylaniu się (por. Aleksandrowski, 1989). Na diagramie położenia spękań (ryc. 2b) zaznacza się przede wszystkim zespół spękań podłużnych względem pasa skałkowego o pionowych upadach i biegach ok. 110° oraz dwa zespoły diagonalne 60/70S i 60/70N.

Zlepieńcowaty charakter formacji jarmuckiej sprawił, że spęknięcia w niej rozwinięte mają nie-geometryczny przebieg i również nie mogły stanowić przedmiotu badań.

Gęstość spękań w **jednostce pienińskiej**, tak jak w braniskiej zależy od litologii. Mimo, iż margle (formacja margli z Jaworek) są intensywnie spękane, to większość spękań nosi ślady wtórnej deformacji, ma charakter niesystematyczny i jest niepomierny. Znaczna część pomiarów została zebrana w formacji sromowieckiej, gdzie spęknięcia mają gładkie i płaskie powierzchnie. Spękaniom, podobnie jak w jednostce braniskiej towarzyszy mineralizacja kalcytowa: kalcyt o pokroju romboedrycznym lub



Ryc. 2. A — położenie warstw w dolinie Białego Dunajca w poszczególnych jednostkach tektonicznych pienięskiego pasa skałkowego, B — schemat uskoków przesuwających wykorzystywanych przez Biały Dunajec. Uskoki diagonalne f_1 (o biegu 160E) f_2 (o biegu 35E) i uskoki poprzeczne T (o biegu 7E), C — rozmieszczenie uskoków opierających występujących wzdłuż uskoków głównych f_1 , f_2 i T; a–f: diagramy (odzworowanie na dolną półkulę na siatce Schmidta z zastosowaniem programu komputerowego StereoNet), a — położenia warstw dla jednostki braniskiej (158 pomiarów), b — położenia spekań dla jednostki braniskiej (338 pomiarów), c — położenie warstw dla jednostki pienięskiej (107 pomiarów), d — położenia spekań dla jednostki pienięskiej (96 pomiarów), e — położenia uskoków w pienięskim pasie skałkowym wzdłuż biegu Białego Dunajca (94 pomiarów), f — interpretacja diagramu położenia uskoków (biegi zespołów f_2 , X i R'), g — położenia osi fałdów (punkty przebiecia; 12 pomiarów)

Ryc. 2. A — attitude of strata in the Biały Dunajec Vally in particular tectonic units of the Pieniny Klippen Belt, B — scheme of strike-slip faults used by Biały Dunajec River; diagonal faults (f_1 and f_2) and transversal faults (T), C — locality of second order faults in the vicinity of main faults (f_1 , f_2 and T); a–f: fabrics for particular units; lower hemisphere of Schmidt net, pole to plane (StereoNet Program), a — attitude of strata in the Branisko Unit (158 values), b — joints in the Branisko Unit (338 values), c — attitude of strata in the Pieniny Unit (107 values), d — joints in the Pieniny Unit (96 values), e — faults in the Pieniny Klippen Belt in the Biały Dunajec Vally (94 values), f — interpretation of faults (azimuth of f_2 , X i R'), g — fold axes (12 values)

włóknistym. W marglach formacji margli z Jaworek włókna kalcytu są ustawione równolegle do biegu spękań, co wskazuje, że równocześnie z narastaniem kryształów kalcytu miał miejsce poślizg (por. Jaroszewski, 1968). Powszechne są niewielkie przemieszczenia wzdłuż powierzchni spękań nie przekraczające 1–2 cm. Charakter wypełnienia spękań w piaskowcach formacji sromowieckiej (szczotki kalcytowe) wskazuje, że czytelne wzdłuż nich przemieszczenia są wcześniejsze niż mineralizacja.

Diagram położenia spękań (ryc. 2d) wskazuje, że najlepiej zaznaczonym zespołem są spękania podłużne o pionowych upadach i biegach 85° i 120° . Poza tym dadzą się wyróżnić dwa zespoły poprzeczne 175/70N i 10/90.

Uskoki

W rejonie Szaflar, podobnie jak w całym pasie skałkowym zaznacza się bardzo duża intensywność tektoniki uskokowej, a poszczególne uskoki są trudne do sklasyfikowania zarówno pod względem geometrycznym, jak i genetycznym, co wynika m.in. z nieregularnego przebiegu ich powierzchni (uskoki podatne), późniejszego odkształcania, rotacji oraz wielokrotnego uaktywniania się w różnych etapach tektonicznych.

Uskoki związane z etapem płaszczowinowym. Do tej grupy niewątpliwie należą powierzchnie nasunięć i towarzyszące im uskoki. Na badanym obszarze można obserwować nasunięcie jednostki pienińskiej na transgresywną osłonę jarmucką (słabo czytelne dla pomiarów mezostukturalnych) oraz wewnętrzne złuskowania prowadzące do powtórzeń tektonicznych poszczególnych wydziałów litostratygraficznych (Birkenmajer, 1979).

W piaskowcach formacji sromowieckiej jednostki pienińskiej powierzchnia złuskowania jest płaska, pochylona ku północy zgodnie z ogólną tendencją zapadania jednostek pienińskiego pasa skałkowego. Na dolnej powierzchni piaskowców można obserwować towarzyszące uskoki spękania opierające. Większość uskoków odwróconych (niewielkich nasunięć) można wyinterpretować na podstawie przemieszczenia granic litologicznych, jednak z uwagi na słabe odsłonięcia często nie można opisać ich geometrycznie. Wielkość tych przemieszczeń jest rzędu kilku, kilkunastu centymetrów. Przedstawione wyżej uskoki przeważnie stowarzyszone z deformacjami ciągłymi powstawały w zdecydowanie podatnych warunkach, jakie zaistniały w pierwszym etapie deformacji tektonicznych, tj. w trakcie fałdowań płaszczowinowych, podczas których (jak i później) mogły być dodatkowo odkształcane.

Drugą dużą grupę stanowią uskoki międzyławicowe o niewielkim zasięgu, rzędu kilku decymetrów lub metrów, i przemieszczeniach nie przekraczających na ogół jednego metra. W bardziej południowej części badanego obszaru obserwuje się obok uskoków międzyławicowych także uskoki lekko skośne do warstw, powodujące ich wyklinowanie tektoniczne.

Uskoki podłużne (L) związane z fazą sawską. Na południu badanego obszaru wyraźnie jest czytelna tektoniczna granica pasa skałkowego (tj. jednostki myjawskiej) z fliszem podhalańskim. W pobliżu kontaktu warstwy fliszu są ustawione pionowo lub są odwrócone ku północy

(hieroglify na górnej powierzchni ławic). Im dalej na południe od kontaktu, warstwy fliszu podhalańskiego przyjmują normalne położenie, a upady maleją do 45° (Mastella, 1975). Niestety sama granica nie jest zbyt dobrze odsłonięta i wskutek tego nie można przeprowadzić dokładnej analizy. Według Mastelli i in. (1988) z przebiegu linii intersekcyjnej wynika, że nachylenie powierzchni kontaktu jest północne, a na wschód od Białego Dunajca południowe, pionowe zaś rysy na powierzchniach stromych wskazują, że uskok ten ma charakter rzutowy, o zrzuconym skrzydle południowym.

W badanym rejonie nie jest czytelna północna granica między pienińskim pasem skałkowym i jednostką magurską, wzdłuż której na innych odcinkach są dobrze czytelne poziomo-przesuwcze uskoki powstałe na etapie młodotrzeciorzędowej rotacji Karpat wewnętrznych i zewnętrznych (np. w Białej Wodzie na przestrzeni ok. 200 m — Birkenmajer, 1983, 1985, 1986; Jurewicz, 1994).

Uskoki diagonalne fazy styryjskiej (f_1 i f_2). Wzdłuż biegu Białego Dunajca są czytelne dwa zespoły diagonalne względem pasa skałkowego: (f_1) o przebiegu NNW–SSE (azymut ok. 160°) na odcinku Krótkie Pole i drugi (f_2) o przebiegu NE–SW (azymut ok. 35°) na odcinku Baniska (ryc. 2B). Same powierzchnie uskokowe są w większości niedostępne do bezpośrednich pomiarów z uwagi na położenie w korycie rzeki, niemniej ich prostoliniowa intersekcja z powierzchnią terenu przemawia za pionowym upadem. Jedynie w marglach jednostki pienińskiej należących do formacji margli z Jaworek w południowej części odcinka Baniska przy niskim stanie wody można obserwować w skałkach w korycie rzeki wiązki równoległych do siebie uskoków zespołu f_2 . Zwrot przemieszczeń można wyinterpretować na podstawie przyuskokowego podgięcia warstw (w skrajnych przypadkach równoległego do biegu uskoków) na lewoskrętny. Na odcinku Krótkie Pole (zespół f_1) przecinają one i przesuwają kilka jednostek litostratygraficznych. Przemieszczenia te o charakterze lewoskrętnym są rzędu kilku metrów. Pozycja geometryczna względem pasa skałkowego uskoków f_1 i f_2 wskazuje, że mogą to być dwa zespoły ścięć komplementarnych o kącie ścinania ok. 27° (por. Dadlez & Jaroszewski, 1994 str. 72; Mastella, 1988).

Powstanie zespołu uskoków f_1 , f_2 najprawdopodobniej jest związane ze stopniowym wygasaniem u schyłku fazy sawskiej ruchu przesuwczego spowodowanego prawoskrętną rotacją Karpat wewnętrznych względem zewnętrznych i wynikających z niego naprężeń ścinających oraz ze wzrostem kompresji, jaka miała miejsce w fazie styryjskiej w okresie fałdowania płaszczowinowego Karpat zewnętrznych (Birkenmajer, 1976, 1986; Mastella i in., 1988; Aleksandrowski, 1989; Oszczytko & Ślaczka, 1989).

Według Mastelli i in. (1988, 1996) uskoki z terenu Podhala wnikające w pieniński pas skałkowy zostały opisane jako uskoki ścięciowe typu R' pochodne względem ruchu przesuwczego związanego ze wspomnianą rotacją, uskok zaś Białego Dunajca, ciągnący się od okolic Poronina we flisz podhalański, przecinający pas skałkowy i wnikający w obręb jednostki magurskiej, został uznany za



Ryc. 3. Widok z góry na fałd o stromo nachylonej osi, towarzyszący uskocom opierającym typu R' na odcinku Pod Długą Górą (uskok T); jednostka braniska, formacja wapienia pieninського, prawy brzeg Białego Dunajca

Ryc. 3. View from above on the fold with slip-dipping axe in the vicinity of second order faults R'-type (Pod Długą Górą — T fault; Branisko Unit, Pieniny Limestone Formation, right side of Biały Dunajec River)

zrzutowo przesuwczy o słabo zaznaczonej składowej lewoprzesuwczej i zrzucie szacowanym na ok. 300 m.

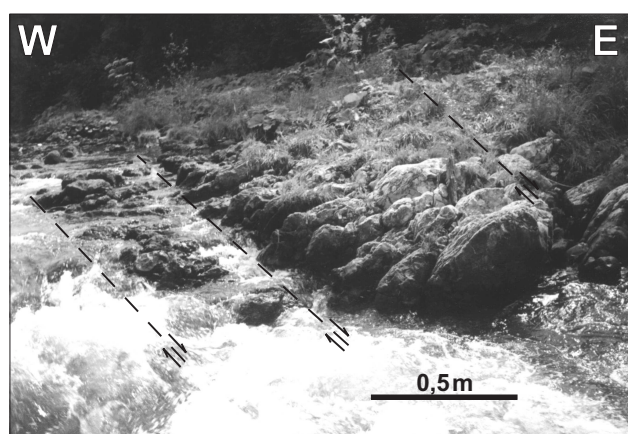
Uskoki poprzeczne (T) związane z młodotrzeciorzędowym wypiętrzaniem pasa skałkowego. Najlepiej czytelne na badanym obszarze są uskoki o przebiegu północ-południe (T), poprzeczne w stosunku do struktur pasa skałkowego. Występują one (ryc. 2B) na odcinku południowym (Palenice), środkowym (Pod Długą Górą) i północnym (Tewikiel) w postaci wiązki kilku równoległych do siebie uskoków, tworzących strefę szerokości kilku metrów.

Interpretacja położenia warstw oraz ich sigmoidalne wygięcie czytelne w korycie rzeki i udokumentowane na mapie Birkenmajera (1968) pozwala określić zwrot ruchu na lewoskrętny.

Biały Dunajec wykorzystuje dwie równoległe strefy uskokowe zespołu poprzecznego T oddalone od siebie o ok. 300–350 m: zachodnią na odcinku Palenice i Tewikiel, a wschodnią na odcinku Pod Długą Górą. Przebieg uskoku zachodniego między odcinkiem Palenice i Tewikiel zaznacza się jako starorzecze, szczególnie wyraźnie czytelne w rejonie stacji kolejowej SzaflaryWieś.

Przemieszczenia na uskocach T są młodsze od uskoków podłużnych i diagonalnych. Ich pozycja geometryczna względem pasa skałkowego oraz dobra czytelność może być związana z częściowo ekstensyjną genezą: rozwarciem w trakcie młodotrzeciorzędowego wypiętrzania (Birkenmajer, 1979) oraz aktywnością neotektoniczną (Makowska & Jaroszewski, 1987).

Na kontakcie jednostki myjawskiej i fliszu podhalańskiego w łożysku rzeki można obserwować poprzeczne przemieszczenie ograniczającego pas skałkowy od południa uskoku podłużnego. Efekt geometryczny tego przemieszczenia jest taki, że granica między pienińskim pasem skałkowym i fliszem podhalańskim w skrzydle wschodnim jest przesunięta o ok. 6 m ku południowi. Pozostaje to w sprzeczności z kierunkiem wleczenia na



Ryc. 4. Seria równoległych uskoków typu P opierających uskok główny f_1 , na odcinku Krótkie Pole; jednostka braniska, formacja wapienia pienińskiego, lewy brzeg Białego Dunajca

Ryc. 4. Series of parallel faults (P-type) of second order to mean fault f_1 (Krótkie Pole, Branisko Unit, Pieniny Limestone Formation; left side of Biały Dunajec River)

uskoku T interpretowanym w oparciu o przyuskokowe podgięcia warstw, czytelne na mapie Birkenmajera (1968) oraz na ryc. 2A, a wskazujące na przemieszczenie skrzydła wschodniego ku północy. Ten sam zwrot przemieszczenia (lewoskrętny) obserwuje się również na podstawie podgięć warstw na równoległym, położonym bardziej na wschód uskoku T, wykorzystywanym przez Biały Dunajec na odcinku pod Długą Górą. Za tę sprzeczność może być odpowiedzialna składowa zrzutowa (pionowa) ruchu uskoku i łukowato wygięta powierzchnia kontaktu tektonicznego między pienińskim pasem skałkowym i fliszem podhalańskim opisywana przez Mastellę i in. (1988).

Uskoki opierające. Zarówno uskocom poprzecznym (T), jak i diagonalnym (f_1 i f_2) towarzyszy szereg uskoków opierających (ryc. 2C). Odznaczają się one pionowymi powierzchniami, przesuwczym charakterem i obecnością przyuskokowych podgięć warstw. Wśród nich można rozpoznać kilka zespołów (por. Dadlez & Jaroszewski, 1994, str. 94) różnie zorientowanych w stosunku do uskoku głównego:

a) zespół R', ustawiony konsekwentnie względem kierunku przemieszczenia wzdłuż uskoku T na odcinku Pod Długą Górą, i wzdłuż uskoku f_2 na odcinku Baniska. Prawdopodobnie uskoki tego zespołu zaznaczają się na diagramie położenia uskoków (ryc. 2e, f, 3).

b) zespół X, ustawiony obsekwentnie pod kątem 60° – 80° w stosunku do biegu uskoku głównego czytelny na odcinku Pod Długą Górą i Palenice wzdłuż uskoku T i na odcinku Krótkie Pole wzdłuż uskoku f_1 . Mógł on powstać jako zespół R', który w podanych warunkach odkształcenia uległ rotacji do pozycji obsekwentnej (ryc. 2e, f).

c) zespół P, ustawiony konsekwentnie i tworzący kąt ostry 10° – 30° z uskociem głównym f_1 na odcinku Krótkie Pole i z uskociem T na odcinku Pod Długą Górą (ryc. 4).

Uskoki opierające zwykle tworzą zespoły prawie pionowych płaszczyzn, często oddalonych od siebie o zaledwie pół metra, wzdłuż których przemieszczenia nie przekraczają kilkudziesięciu centymetrów. Na odcinku

Krótkie Pole wnikają one w głąb skrzydła zachodniego na odległość ok. 15–20 m od uskoku głównego. Towarzyszą im przyuskokowe podgięcia warstw o charakterze fałdów o stromych położeniach osi (ryc. 2g).

Deformacje przyuskokowe

Zarówno uskokom głównym, jak i uskokom opie-
rzającym towarzyszą deformacje przyuskokowe. Ponie-
waż uskoki Białego Dunajca przecinają przeważnie stromo
ustawione, zapadające pod kątem ok. 60°–70° na południe
warstwy jednostek pasa skałkowego, efektem przemiesz-
czenia poziomego (lub przemieszczenia o znacznym
udziale składowej poziomej) są podgięcia przyuskokowe
warstw. Warstwy przyjmują w skrajnych przypadkach
położenia równoległe do biegu uskoku, np. w jednostce brani-
skiej na odcinku Pod Długą Górą równoległe do uskoku T
(biegi ok. 160°), a w jednostce pienińskiej na odcinku Baniska
równoległe do uskoku f_2 (biegi ok. 35°). Takie biegi warstw
dały podstawę Gołąbowi (1959) do postawienia hipotezy ist-
nienia w tym rejonie antykliny o południkowej osi.

Efektom geometrycznym wleczenia stromo ustawio-
nych warstw wzdłuż uskoków przesuwczych są fałdy przy-
uskokowe o stromych osiach (ryc. 2g, 3) i biegach 60° i
160°. Ponadto w warstwach lokalnie nachylonych pod
mniejszym kątem (np. w jednostce pienińskiej na odcinku
Baniska) można obserwować fałdy o połączonych osiach, któ-
re nie mają odpowiedników w sąsiednim skrzydle. Prawie
południkowe biegi ich osi (150°–180° — ryc. 2g) nie przy-
stają do biegu regionalnego i ich powstanie można wiązać
z kompensacją ruchu uskokowego poprzez zafałdowania
warstw w jednym ze skrzydeł uskoku zespołu f_2 .

Podsumowanie

W rejonie Szaflar Biały Dunajec wykorzystuje system
różnowiekowych uskoków przesuwczo-zrutowych: dia-
gonalny, o genezie ścięciowej, złożony z zespołów f_1
(160°) i f_2 (35°), którego powstanie można wiązać z kom-
presją styryjską (Birkenmajer, 1986; Aleksandrowski,
1989), i młodszy od niego zespół poprzeczny T (7°), o czę-
ściowo ekstensyjnej genezie, którego powstanie zostało
prawdopodobnie zainicjowane na etapie nierównomiernego
młodotrzeciorzędowego wypiętrzania pasa skałkowego
(Birkenmajer, 1979). Biały Dunajec wykorzystuje dwa
równoległe uskoki zespołu poprzecznego T oddalone od
siebie o ok. 300–350 m.

Charakter struktur towarzyszących uskokom (podgię-
cia warstw, zafałdowania przyuskokowe oraz uskoki opie-
rzające) przemawiają za podatnymi warunkami odkształcenia,
a ich geometria oraz przemieszczenie granic geologicznych
wskazują na dominującą składową poziomą ruchu uskoko-
wego i lewoskrętny zwrot. Wielkość poziomego prze-
mieszczenia, czyli rozsunięcie biegowe, (podobnie jak
wzdłuż większości uskoków pasa skałkowego) nie prze-
kracza kilku metrów. Pomimo, iż badania współczesnych
ruchów pionowych (Makowska & Jaroszewski, 1987)

wskazują na obniżanie się bloku między Białym Dunajcem
i Białką, to brakuje argumentów potwierdzających zrzuce-
nie wzdłuż wyżej opisanych uskoków wschodniego
skrzydła o ok. 300 m (Mastella i in., 1988), gdyż zarówno na
mapie Birkenmajera (1968), jak i bezpośrednio w terenie
obserwuje się na obu brzegach Białego Dunajca odpowia-
dające sobie wydzielenia litostratigraficzne. Trudno w
związku z tym wnioskować o istnieniu wzdłuż linii Białego
Dunajca walnej strefy uskokowej.

Literatura

- ALEKSANDROWSKI P. 1989 — Geologia strukturalna płaszczowiny
magurskiej w rejonie Babiej Góry. Stud. Geol. Pol., 96: 1–98.
BIRKENMAJER K. 1963 — Stratygrafia i paleogeografia serii czorsz-
tyńskiej pieniniego pasa skałkowego Polski. Stud. Geol. Pol., 9:
1–380.
BIRKENMAJER K. 1968 — Mapa geologiczna pienińskiego pasa
skałkowego, ark. 3 Bór Nad Czerwonem i 13 Szaflary. Wyd. Geol.
BIRKENMAJER K. 1976 — The Carpathian orogen and plate tectoni-
cs. Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc., A-2 (101): 43–53.
BIRKENMAJER K. 1977 — Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic
units the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. Stud. Geol. Pol.,
45: 1–159.
BIRKENMAJER K. 1979 — Przewodnik geologiczny po pienińskim
pase skałkowym. Wyd. Geol.
BIRKENMAJER K. 1983 — Uskoki przesuwcze w północnym obrze-
żeniu pienińskiego pasa skałkowego w Polsce. Stud. Geol. Pol., 77:
89–112.
BIRKENMAJER K. 1985 — Major strike slip faults of the Pieniny
Klippen Belt and the Tertiary rotation of the Carpathians. Publ. Inst.
Geophys. Pol. Acad. Sc., A-16 (175): 101–115.
BIRKENMAJER K. 1986 — Stages of structural evolution of the Pie-
niny Klippen Belt, Carpathians. Stud. Geol. Pol., 88: 7–32.
BIRKENMAJER K., DUDZIAK J. & JEDNOROWSKA A. 1983 —
Górna kreda i starszy paleogen w Maruszynie (płaszczowina pienińska
i łuska maruszyńska), pieniński pas skałkowy. Stud. Geol. Pol., 77:
27–51.
DADLEZ R. & JAROSZEWSKI W. 1994 — Tektonika. PWN.
GOŁĄB J. 1959 — Zarys stosunków geologicznych fliszu Zachodnie-
go Podhala. Biul. Inst. Geol., 149: 225–231.
JAROSZEWSKI W. 1968 — Zakrzywione rysy tektoniczne a mecha-
nizm przemieszczeń uskokowych. Acta Geol. Pol., 18: 233–238.
JEDNOROWSKA A. 1980 — Mikrofauna osadów mastrychtu i
paleogenu w Szaflarach, pieniński pas skałkowy. Stud. Geol. Pol., 67:
23–44.
JUREWICZ E. 1994 — Analiza strukturalna pienińskiego pasa skal-
kowego okolic Jaworek. Stud. Geol. Pol., 106: 7–87.
KWIATKOWSKI S. 1981 — Sedimentation and diagenesis of Niedzica
Succession radiolarites in Pieniny Klippen Belt, Poland. Roczn. Pol.
Tow. Geol., 51: 45–47.
KOSTKA A. 1993 — Wiek i mikrofauna sukcesji maruszyńskiej (górn-
a kreda–paleogen) pienińskiego pasa skałkowego. Stud. Geol. Pol.,
102: 7–107.
MAKOWSKA A. & W. JAROSZEWSKI 1987 — O współczesnych
ruchach pionowych w Tatrach i na Podhalu. Prz. Geol., 35: 506–510.
MASTELLA L. 1975 — Tektonika fliszu we wschodniej części
Podhala. Roczn. Pol. Tow. Geol., 34: 361–401.
MASTELLA L. 1988 — Budowa i ewolucja strukturalna okna tekto-
nicznego Mszany Dolnej, Polskie Karpaty fliszowe. Roczn. Pol. Tow.
Geol., 58: 53–173.
MASTELLA L., OZIMKOWSKI W. & SZCZĘŚNY R. 1988 —
Tektonika północno-zachodniej części fliszu podhalańskiego. Prz.
Geol., 36: 566–572.
MASTELLA L., KONON A. & MARDAL T. 1996 — Tektonika fliszu
podhalańskiego w dolinie Białki. Prz. Geol., 44: 1189–1194.
OSZCZYPKO N. & ŚLĄCZKA A. 1989 — The evolution of marginal
part of the Polish Flysch Carpathians in the Middle Miocene. Geol.
Sbor., 40: 23–36.