

# Cios, spękania ścięciowe i uskoki w trzonie granitoidowym polskich Tatr Wysokich

Krystyna Piotrowska\*,\*\*

Granitoidowy masyw Tatr Wysokich i Zachodnich (ryc. 1) wraz z kompleksem metamorficznym stanowi trzon krystaliczny Tatr i jest najbardziej ku północy wysuniętym masywem krystalicznym Karpat wewnętrznych. Masyw granitoidowy powstał w wyniku intruzji waryscyjskiej. Wiek intruzji między 290 a 330 Ma został określony metodami geochronologicznymi — metodą Rb/Sr (Burchart, 1968, 1970) i  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (Maluski i in., 1993).

Na podstawie przeprowadzonych w ostatnich latach badań w krystaliniku Tatr (Janák, 1994; Kohút & Janák, 1994) przyjmuje się obecność dwóch jednostek strukturalnych, z których górna jednostka przeszła przez dwie fazy metamorfizmu — starszą wysokociśnieniową ( $D_1$ ) przed waryscyjskim wyniesieniem i — młodszą ( $D_2$ ) związaną z umiejscowieniem się plutonu granitoidowego (Janák, 1994; Kohút & Janák, 1994). Kohút i Janák (1994) proponują dla waryscyjskiej intruzji kolizyjno-transpresyjny (prawoskrętny) model przemieszczania magmy.

Odształcenia alpejskie charakteryzują się przemieszczeniami: górna część ku NW (kierunki strukturalne NE-SW).

Na podstawie profilów sejsmicznych i magnetotellurycznych można przypuszczać, że cały masyw krystaliczny jest allochtonem (Lefeld & Jankowski, 1985; Tomek i in., 1989; Bezák, 1994; Janák, 1994).

Stan badań tektoniki granitoidu Tatr Wysokich daleki jest jeszcze od przedstawienia pełnego obrazu jego ewolucji strukturalnej.

## Spękania w granitoidzie Tatr Wysokich

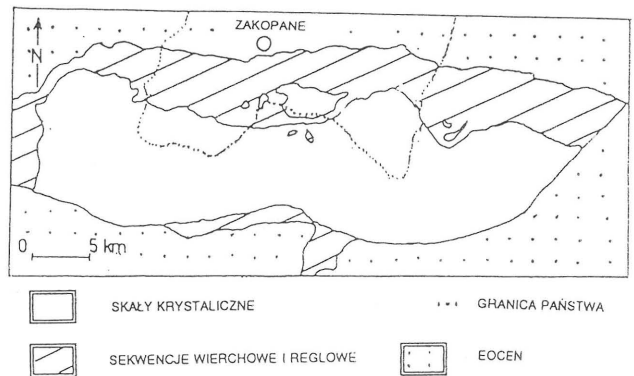
W granitoidzie Tatr Wysokich obserwować można wielką ilość różnie zorientowanych powierzchni nieciągłości: ciosu, systemów spękań i uskoków (ryc. 2–3). W dotychczasowych badaniach najwięcej uwagi poświęcono spękaniam ciosowym (Rabowski, 1938; Michalik, 1952; Sokołowski, 1959; Jaroszewski, 1961, 1985; Grochocka-Piotrowska, 1970; Jaroszewski [W:] Dadlez & Jaroszewski, 1994). Dominujący, prostopadłościenny (ortogonalny) cios w masywie granitoidowym Tatr Wysokich reprezentuje najstarszy system dysjunkcji (Rabowski, 1938; Michalik, 1952; Sokołowski, 1959; Jaroszewski, 1961, 1985; Grochocka-Piotrowska, 1970; Jaroszewski [W:] Dadlez & Jaroszewski, 1994). Jaroszewski (1985) określał ten system ciosu jako „cios magmowo-tektoniczny” (cios prototektoniczny — Jaroszewski, 1985). Zdaniem autorki główną rolę w przestrzennej orientacji tego ciosu (tekto-magmowego) odegrały czynniki natury tektonicznej syngenetyczne z procesami intruzyjnymi, zachodzącymi według późnowaryscyjskiego planu pola naprężeń przy osi maksymalnego skrócenia NW-SE.

Oprócz prostopadłościennego (ortogonalnego) najstarszego ciosu tekto-magmowego, w granitoidzie Tatr Wysokich występują systemy spękań ścięciowych (Grochocka-Piotro-

wska, 1970; Jaroszewski, 1985; Jaroszewski [W:] Dadlez & Jaroszewski, 1994) powstałe w różnym czasie i o różnej orientacji przestrzennej.

**Cios tekto-magmowy.** Wyraźna oddzielność w granicie, szczególnie dobrze widoczna w masywie Kościelców, została określona jako cios „ławicowy” (Rabowski, 1938), lub „pokładowy” (Michalik, 1952). Prześledzenie położenia tych powierzchni ciosowych na obszarze części Tatr Wysokich pozwoliło Rabowskiemu (1938) na postawienie hipotezy o fałdowej, undulacyjnej budowie masywu granitoidowego Tatr Wysokich. Interpretacja taka nie znalazła potwierdzenia. Badania Michalika (1952) dotyczyły zmian zachodzących na powierzchniach ciosu prostopadłościennego w brzeżnej strefie krystaliniku tatrzańskiego w północno-zachodniej jego części (Koszyska, Wołoszyn).

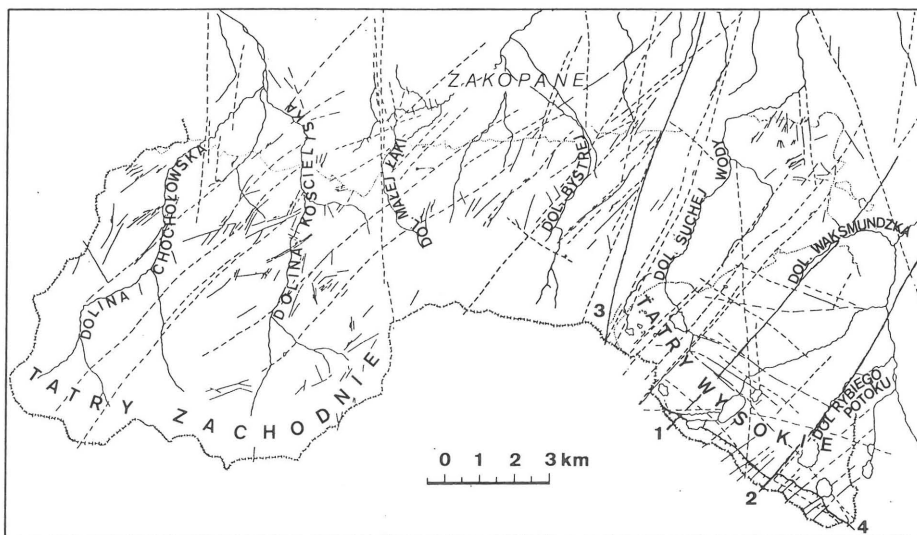
Prostopadłościenny (ortogonalny) cios tekto-magmowy reprezentowany jest przez strome powierzchnie o orientacji NW-SE i NE-SW, przecinające się pod kątem prostym lub bliskim prostemu, natomiast orientacja ciosu ławicowego, „pokładowego” lub „połogiego” (cios L wg schematu Cloosa, 1922) jest zmienna. Jak wynika z moich obserwacji, przeprowadzonych na terenie polskiej części Tatr Wysokich, powierzchnie ciosu zapadają na S, na N lub leżą poziomo, w różnych częściach granitoidu, niezależnie od ich odległości względem tzw. strefy brzeżnej. Wyraźne pochylenie „ławic” granitu na Kościelcu, Żółtej Turni, Koszyskiej, czyli w północno-zachodnich częściach Tatr Wysokich było jedną z przesłanek interpretacji tej części masywu jako brzeżnej strefy batolitu, zgodnie ze schematem „tektoniki granitowej” według Cloosa (1922) popartej jeszcze licznym występowaniem wypełnień pegmatytowych i całych partii granodiorytu pegmatytowego we wspomnianej strefie brzeżnej (Michalik, 1952). Rekonstrukcje położenia powierzchni ciosu były oparte na przeświadczeniu, że w bardziej oddalonych od „strefy brzeżnej”, wewnętrznych częściach masywu granitoidowego, znajdujących się bardziej na południu, powierzchnie tego ciosu zalegają położe. Uzyskany w ten sposób schemat nawet w przypadku uwzględnienia waryscyjskiego etapu deformacji pointruzyjnych (Jaroszewski, 1985: fig. 4), przedstawia stosunkowo mało skomplikowany obraz tektoniki dysjunktywnej i nie uwzględnia trzeciorzędowego, rotacyjnego (Piotrowski, 1978) wypiętrzenia Tatr. Rozpatrując przestrzen-



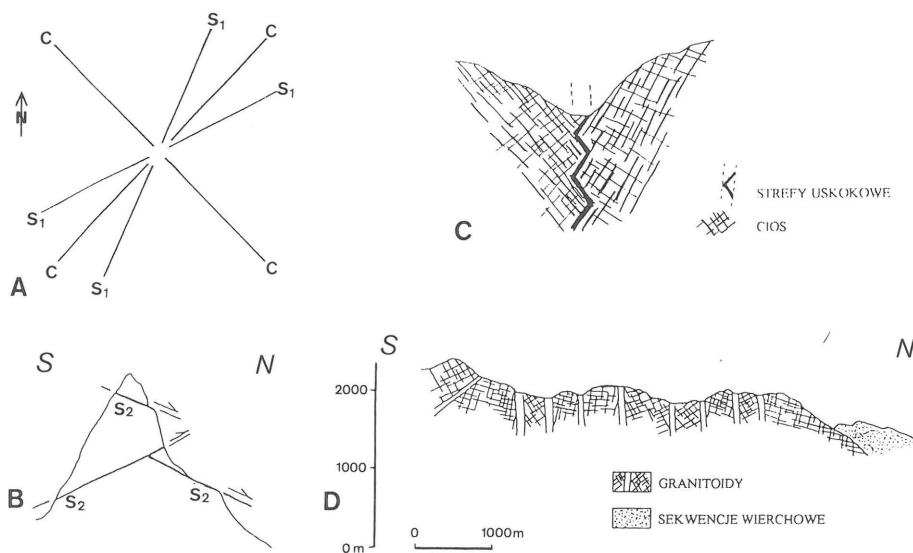
Ryc. 1. Szkic sytuacyjny

\*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

\*\*Wyższa Szkoła Pedagogiczna im. J. Kochanowskiego, ul. M. Konopnickiej 15, 25-406 Kielce



Ryc. 2. Strefy uskokowe Tatr Polskich: 1 — uskoczek Waksmundzki, 2 — uskoczek Rybiego Potoku, 3 — strefa uskokowa Doliny Suchej Wody, 4 — nasunięcie Kazalnicy



Ryc. 3. Zależności między ciosem, spękaniami ścięciowymi a uskokami: A — cios (C) i spękania ścięciowe ( $S_1$  i  $S_2$ ); B — przemieszczenia po powierzchniach spękań  $S_2$ ; C — zależności między pionowymi strefami uskokowymi i ciosem; D — zmienność orientacji ciosu w blokach oddzielonych strefami uskokowymi

na orientację powierzchni ciosu należy wziąć pod uwagę kąty wychylenia masywu, odczytane z upadu osadów sekwencji autochtonicznej, np. piaskowców werfenu spoczywających bezpośrednio na granodiorycie, lub eocenu transgredującego na stektonizowany gmach tatrzański. Biorąc zatem pod uwagę zwykłe zależności geometryczne, staje się widoczne, że części masywu granitoidowego, na którym bezpośrednio spoczywają osady triasu, są wychylone ze swego pierwotnego położenia o kąty rzędu  $25^\circ$ – $35^\circ$ . Jeśli odejmiemy te kąty (drogą rotacji *en block* całego masywu, bądź stopniowego odrotowywania bloków ograniczonych strefami nieciągłości), to okaże się, że powierzchnie ciosu „pokładowego” w „strefie brzeżnej” były zbliżone do poziomych lub lekko pochylone ku południowi, a więc w stronę środkowej części batolitu, czyli odwrotnie niżby to wynikało z założeń „tektoniki granitowej” Cloosa (1922). Dobrym przykładem może tu być strefa kontaktu granitoidu z piaskowcami werfenu na Żółtej Turni. Powierzchnie ciosu mają tam upad rzędu  $30^\circ$  na N a upad w piaskowcach wynosi około  $25^\circ$ , co daje różnicę

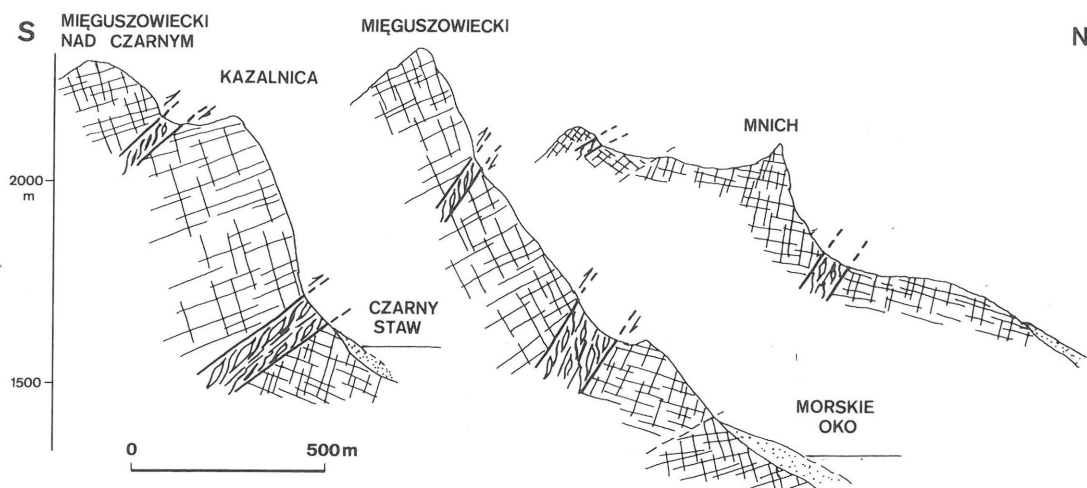
kątową rzędu paru stopni. Podobna sytuacja jest na Koszycy, Wołoszynie i Skrajnej Turni. Wynika z tego, że biorąc pod uwagę geometryczną orientację powierzchni ciosowych trudno jest wnioskować jakie położenie i zasięg miała strefa brzeżna batolitu.

Analizując orientację przestrzenną, a zwłaszcza upady powierzchni ciosu pochyłego (bieg, przy niewielkich kątach zapadania nie odgrywa roli) w różnych częściach masywu Tatr Wysokich można zaobserwować dużą zmienność orientacji w blokach ograniczonych uskokami. W blokach takich, wartości upadu pochyłych powierzchni ciosu mogą w skrajnych przypadkach oscylować od  $30^\circ$ – $35^\circ$ /N do  $15^\circ$ – $20^\circ$ /S, czyli różnica kątowa może dochodzić do  $55^\circ$ . Strome upady na północ nie są związane wyłącznie ze strefą granitoidów ciągnącą się od Skrajnej Turni, przez Żółtą Turnię, Koszycę po Wołoszyn, a więc „strefą brzeżną”, lecz spotyka się je również w położonych bardziej ku południowi, „wewnętrznych” częściach masywu, w rejonie Morskiego Oka, w Dolinie Pięciu Stawów a także po słowackiej stronie Tatr Wysokich. Charakterystyczne jest, że zmiana kierunku zapadania i wielkości kąta upadu zachodzi prawie zawsze w sposób skokowy, i jest związana z obecnością stref uskokowych, najczęściej wykorzystujących układ strukturalny ciosu pierwotnego z przemieszczeniami po jego stromych powierzchniach (ryc. 3C, D). Obecność stref pegmatytowych w obrębie Koszycy i Wołoszyna, również nie jest wystarczającym dowodem na istnienie wyłącznie tam „strefy brzeżnej”, gdyż granity pegmatytowe

pojawiają się także w bardziej południowych częściach Tatr Wysokich (Jaczynowska, 1976).

Uwzględniając silne oddziaływanie późnowarysycyjskiego pola naprężeń (Gorek, 1959; Janák, 1994; kierunki strukturalne NE–SW, kierunek skrócenia maksymalnego NW–SE: Jaroszewski, 1985; Jaroszewski [W]: Dadlez & Jaroszewski, 1994), w sfałdowanej fazie procesów magmowych, a nawet po ich zakończeniu, a więc w etapie kształtowania się ciosu najstarszego, tekto-magmowego, można sądzić, że decydującą rolę w jego powstaniu należy przypisać działaniu czynników natury tektonicznej. Układ przestrzenny ciosu tekto-magmowego jest odzwierciedleniem późnowarysycyjskiego pola naprężeń oraz złożonych procesów deformacyjnych alpejskich, jakim ulegały masywy tatrzański.

**Spękania ścięciowe.** Zdecydowanie wyróżniają się dwa systemy spękań ścięciowych (ryc. 3A, D). Pierwszy system spękań  $S_1$ , starszy, reprezentują pionowe i strome powierzchnie nieciągłości, przecinające się wzdłuż pionowej osi b.



Ryc. 4. Nasunięcie Kazalnicy

Zespoły powierzchni tego systemu ciosu tworzą kąty dwuścienne o wartościach średnich ok.  $70^\circ$ . Z analizy kierunków można przyjąć pole naprężeń o osi maksymalnego skrócenia NE–SW zawartej w przedziale ok.  $30^\circ$ – $65^\circ$ . Narzucają się pewne analogie z ciosem diagonalnym (Cloos, 1922), jednak jeśli ten system ciosu miał związek z procesami magmowymi, to obecnie jest on zatarty przez późniejsze deformacje. Należy zwrócić w tym momencie uwagę na zmianę położenia pola naprężeń w stosunku do orientacji przyjętej dla ciosu tekto-magmowego.

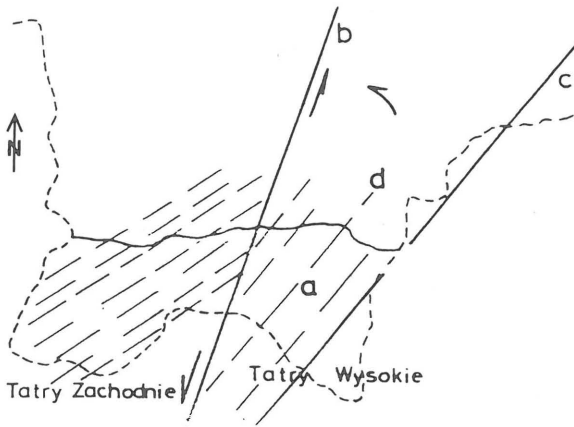
Drugi system spękań  $S_2$  reprezentują zespoły powierzchni nieciągłości dających w przecięciu lineacje krawędziowe poziome lub wychylone pod niewielkimi kątami, o średnich kątach dwuściennych  $50^\circ$ – $60^\circ$ , wskazujących na pole naprężeń o kierunkach maksymalnego skrócenia oscylujących od NE–SW, przez N–W do NW–SE. Ten system nieciągłości został w znacznym stopniu wykorzystany w czasie późniejszych faz deformacji, zwłaszcza w etapie alpejskich procesów nasuwczych.

### Uskoki

Obserwować można zdecydowaną dominację uskoku pionowych i stromych o kierunkach NW–SE i NE–SW (Grochocka-Piotrowska, 1970), wykorzystujących predyspozycje mechaniczne wynikające z układu ciosu tekto-magmowego. Przemieszczenia po tych powierzchniach zachodziły zapewne już w czasie deformacji późnowarwicyjskich, a ich silne odnowienie nastąpiło w czasie orogenezy alpejskiej towarzysząc procesom nasuwczym, a następnie wynoszącym masyw tatrzański. Przemieszczenia pionowe po powierzchniach wspomnianych uskoku prawdopodobnie doprowadziły do utworzenia depresji i elewacji w obrębie granitoidu (Rabowski, 1938; Kotański, 1961) w warunkach ekstensyjnego uskokowania, co następnie miało wpływ na proces nasuwania mas skalnych jednostek wierzchowych i reglowych. Dotyczy to zwłaszcza skłonów (wschodniego i zachodniego) elewacji Koszystej. Oprócz licznych, stromych przesunięć potwierdzonych obecnością dużej ilości luster tektonicznych z pionowymi rysami ślizgowymi, obserwuje się także wielokrotne przemieszczenia poziome lub pochylone (średnio do  $30^\circ$ ) zachodzące po pionowych lub stromych powierzchniach uskoku. Z obserwacji luster tektonicznych i rys ślizgowych wynika, że przynajmniej jedna z generacji przemieszczeń pionowych była starsza od przesunięć poziomych. Przesunięcia poziome i pionowe zachodziły także na powierzchniach spękań ścięciowych, wykorzystując ich strome powierzchnie.

Szczególną rolę odegrały powierzchnie spękań ścięciowych  $S_2$ , które zostały bardzo silnie zaangażowane w alpejskim etapie deformacji. Po tych powierzchniach (o upadzie na N i na S) zachodziły znaczne przemieszczenia (ryc. 3B), ogólnie skierowane na N, zapewne związane z etapem głównych nasunięć jednostek wierzchowych i reglowych. Po powierzchniach pochylonych ku N następowały zrzuty (typu uskoków normalnych — w warunkach ekstensyjnych), natomiast po powierzchniach uskoków pochylonych ku S, doszło do powstania uskoków odwróconych (w warunkach silnej kompresji), aż do nasunięć. Jedną z tego typu stref została prześlędzona w rejonie Morskiego Oka (ryc. 4) i nazwana nasunięciem Kazalnicy.

**Nasunięcie Kazalnicy.** Nasunięcie Kazalnicy można zaobserwować w dolnych częściach ściany Kazalnicy nad Czarnym Stawem a następnie biegnie ono przez Kocioł Mięguszowiecki, Cubrynę, podstawę Mnicha, okolice Stawków Staszica do Szpiglasowej Przełęczy (ryc. 2). Ku wschodowi kontynuuje się zapewne w strefie uskokowej Rysów („rysa”), a ku zachodowi można się spodziewać obecności nasunięcia Kazalnicy w rejonie Gładkiej Przełęczy. Szerokość strefy nasunięcia jest zmienna, dochodzi w niektórych miejscach do kilkudziesięciu metrów (w filarze Mięguszowieckiego Szczytu, na Gładkiej Przełęczy). Zmienny jest także zestaw struktur towarzyszących tej strefie. W masywie Rysów są to przede wszystkim lustra tektoniczne, rysy ślizgowe oraz mylonity; w dolnej części ściany Kazalnicy i częściowo w Kotle Mięguszowieckim w obrębie strefy zanotować można zespół deformacji bliźniaczych ograniczony w stropie i spągu lustrami tektonicznymi; w filarze Mięguszowieckiego Szczytu oprócz lusterek tektonicznych, mylonitów i kataklazytów wzdłuż strefy nasunięcia kontaktują ze sobą: granit pegmatytowy w skrzydle zrzucenym z granodioritem wzbogaconym w mikroklin ze skrzydła nasuniętego (Jaczynowska, 1976); dalszy przebieg tej strefy obserwować można w środkowej części Cubryny, a następnie schodzi ona niżej do Żlebu pod Mnichem, by wznieść się na zachód od ściany Mnicha, w rejon Stawków Staszica, gdzie manifestuje się strefą deformacji bliźniaczych; dalszy jej przebieg jest zakryty utworami czwartorzędu. Można przypuszczać, że pojawia się na Przełęczy Szpiglasowej, w zakłanym węźle różnie zorientowanych uskoku, stref mylonitycznych i zmineralizowanych, a następnie ujawnia się na Gładkiej Przełęczy w postaci szerokiej strefy mylonitów, drobnych fałdek ciągniętych i luster tektonicznych. Bardzo możliwe, że strefa ta wyznacza przebieg górnego odcinka Doliny Cichej. Przeważnie



Ryc. 5. Rotacja bloku Tatr Wysokich względem Tatr Zachodnich: a — elewacja Koszyczej, b — strefa uskokowa Doliny Suchej Wody, c — uskok Rybiego Potoku, d — uskok Waksmundzki

zapada ona na S pod zmiennymi kątami o wartościach od  $35^\circ$  do  $65^\circ$ . W wielu miejscach (np. w Mnichowym Żlebie, w Kotle Mięszowieckim, w Dolince Za Mnichem) jej przebieg jest zakłócony młodymi przemieszczeniami całych segmentów granitoidu wzdłuż uskoków o kierunku NE–SW. Strefę opisaną wyżej proponuję nazwać „nasunięciem Kazalnicy”. Jest to nasunięcie wewnętrzne, przebiegające tylko w obrębie granitoidu, ale o znacznym zasięgu. Transport tektoniczny zrekonstruowany z przebiegu powierzchni nasunięcia miał kierunek SW–NE.

W obrębie granitoidu Tatr Wysokich występuje wiele pionowych i stromych stref uskokowych (Grochocka-Piotrowska, 1970) o zasięgu wykraczającym znacznie poza masyw tatrzański, wyraźnie czytelnym na zdjęciach satelitarnych i potwierdzonych obserwacjami w terenie. Przykładami mogą być uskok Waksmundzki, uskok Rybiego Potoku oraz strefa uskokowa Doliny Suchej Wody (ryc. 2).

**Uskok Waksmundzki.** Na Gładkiej Przełęczy nasunięcie Kazalnicy przecina wyraźna, pionowa strefa uskokowa Waksmundzkiego (Grochocka-Piotrowska, 1970). Jest on widoczny w Dolinie Waksmundzkiej, następnie w Gładkiej Przełęczy i w Dolinie Koprowej, gdzie stanowi granicę między granodiorytami Tatr Wysokich i granodiorytami pegmatytowymi masywu Wielkiej Kopy Koprowej (Nemčok i in., 1994).

**Uskok Rybiego Potoku.** Od Wrót Chałubińskiego, gdzie znajduje się głęboko wcięta strefa mylonitów z wieloma lustrami tektonicznymi, uskok ten biegnie doliną Rybiego Potoku, wyznaczając jej kierunek. W obrazach satelitarnych jest widoczny jako lineament we fliszu podhalańskim, pienińskim pasie skałkowym i Karpatach fliszowych. W strefie uskoku Rybiego Potoku przeważały przesunięcia lewoskrętne.

**Strefa uskokowa Doliny Suchej Wody.** Strefa uskokowa Doliny Suchej Wody jest wyraźnym lineamentem widocznym na zdjęciach lotniczych i w obrazach satelitarnych. Lineament ten jest istotny z tego względu, że wzdłuż niego kontaktują ze sobą obszary o innych kierunkach głównych stref uskokowych. Różnica kątowa między kierunkami po wschodniej i zachodniej stronie lineamentu Suchej Wody wynosi  $15^\circ$ , przy czym po stronie wschodniej średnie wartości stref uskokowych wynoszą  $40^\circ$ , a po stronie zachodniej  $55^\circ$  (ryc. 5). Lineament Suchej Wody ogranicza znajdujący się po jego wschodniej stronie blok Koszyczej, który prawdopodobnie w ruchu lewoskrętnym został przesunięty ku N. Przemieszczenia wzdłuż strefy uskokowej Suchej Wody

mogły być połączone z rotacją (o kąt  $15^\circ$ ) obszarów po obu stronach dyslokacji.

Podobnych stref uskokowych jest w obrębie granitoidu Tatr Wysokich wiele. Każdej z takich stref towarzyszą lustra tektoniczne wraz ze strukturami na nich rozwiniętymi, o różnej orientacji przestrzennej, mylonity, kataklazyty, drobne fałdy, kliważ i spękania, wskazujące na wieloetapowość deformacji w strefach uskokowych.

## Wnioski

Granitoidowy pluton Tatr Wysokich tworzył się w warunkach kinematycznych odziedziczonych po pierwszej fazie deformacji waryscyjskich, w polu naprężeń o osi maksymalnego skrócenia NW–SE (kierunek strukturalny NE–SW).

Prostopadłościenny cios najstarszy — tekto-magmowy — powstał w wyniku sumowania się właściwości mechanicznych intrudującej masy plutonicznej i regionalnych warunków kinematycznych wówczas panujących.

Wśród spękań ścięciowych system  $S_1$  powstał w warunkach pola naprężeń przy maksymalnym skróceniu w kierunku NE–SW i pionowej osi b, dając system spękań pionowych, przesuniętych o kąt rzędu  $20^\circ$  względem powierzchni ciosu tekto-magmowego, a system spękań  $S_2$  cechuje zmienne położenie osi maksymalnego skrócenia od NW–SE przez N–S do NE–SW i poziomej osi b.

W granitoidzie Tatr Wysokich występują uskoki odwrócone przechodzące w nasunięcia o kierunku transportu z SW na NE.

## Literatura

- BEZÁK V. 1994 — Miner. Slovaca, 26: 1–6.  
 BURCHART J. 1968 — Am. Jour. Sc., 266. 10: 895–907.  
 BURCHART J. 1970 — Eclogae Geol. Helv., 63: 53–56.  
 DADLEZ R. & JAROSZEWSKI W. 1994 — Tektonika. PWN.  
 CLOOS H. 1922 — Abh. Preuss. Geol. Landesanst., 89: 1–18.  
 GOREK A. 1959 — Geol. Sborn., 10: 13–88.  
 GROCHOCKA-PIOTROWSKA K. 1970 — Acta Geol. Pol., 20: 365–411.  
 GUZIK K., MICHALIK A. & WATYCHA L. 1959 — Mapa geologiczna Tatr Polskich w skali 1 : 10 000, ark. Miedziane. Wyd. Geol.  
 JACZYNOWSKA W. 1976 — Mapa geologiczna Tatr Polskich w skali 1 : 10 000, ark. Mięszowiecki. Ibidem.  
 JANÁK M. 1994 — Geol. Carp., 45: 293–300.  
 JAROSZEWSKI W. 1961 — Biul. Geol. UW, 1(2): 120–139.  
 JAROSZEWSKI W. 1985 — Acta Geol. Pol., 35: 173–187.  
 KOHÚT M. & JANÁK M. 1994 — Geol. Carp., 45: 301–311.  
 KOTAŃSKI Z. 1961 — Acta Geol. Pol., 11: 187–476.  
 LEFELD J. & JANKOWSKI J. 1985 — Pol. Acad. Sc., A-16, 175: 71–100.  
 MALUSKI H., RAJLICH P. & MATTE Ph. 1993 — Tectonophysics, 223: 313–337.  
 MICHALIK A. 1951 — Państw. Biul. Inst. Geol., 61: 1–38.  
 MICHALIK A. 1952 — Ibidem, 84: 1–49.  
 MICHALIK A. 1959 — Inst. Geol. Biul., 149: 127–132.  
 NEMČOK J., BEZÁK V., BIELY A., GOREK A., GROSS P., HALOUZKA R., JANÁK M., KAHAN Š., KOTAŃSKI Z., LEFELD J., MELLO J., REICHWALDER P., RACZKOWSKI W., RONIEWICZ P., RYKA W., WIECZOREK J. & ZELMAN J. 1994 — Geologická Mapa Tatier (Geological map of the Tatra Mountains) 1 : 50 000. Bratislava.  
 PIOTROWSKI J. 1978 — Studia Geol. Pol., 55: 5–90.  
 RABOWSKI F. 1938 — Biul. Państw. Inst. Geol., 4: 1–10.  
 SOKOŁOWSKI S. 1959 — Inst. Geol. Biul., 149: 19–98.  
 TOMEK Č., IBRMAJER I., KORÁB T., BIELY A., DVOŘÁKOVÁ L., LEXA J. & ZBOŘIL A. 1989 — Min. Slovaca, 21: 3–26.