



## Nowe elementy w tektonice płaszczowiny kriżniańskiej między Doliną Bystrej a Doliną Strążyską w Tatrach

Ryszard Zabielski<sup>1</sup>, Andrzej Iwanow<sup>2</sup>



R. Zabielski



A. Iwanow

**New tectonic elements in the Križna nappe between Bystra Valley and Strážyska Valley in the Tatra Mts.** *Prz. Geol.*, 62: 86–96.

*Abstract.* The Sub-Tatric units were newly mapped for the implementation of the Detailed Geological Map of the Tatra Mountains at the scale of 1 : 10 000 (SmgT). Lithostratigraphic and tectonic field observations between the Bystra Valley and the Strážyska Valley allowed a new interpretation of the geological structure of the area. The system of sheets has appeared to be even more complicated than that advocated by Guzik and Kotański (1963). New sheets have been recognized: Grzeškówki sheets (Lower and Upper sheets), which were distinguished from the former Grzeškówki sheet (sensu Guzik & Kotański, 1963), and the Kazalnica sheet and Żywcańskie sheet, which were distinguished from the Samkowa Czuba sheet.

Both Grzeškówki sheets and Kazalnica sheet are composed of Carnian and Norian clastics or marly dolomites, Rhaetian limestones and Hettangian clayey-silty shales. The Lower Grzeškówki and Kazalnica sheets lie in the inverted position and the Upper Grzeškówki sheet lies in the normal position. The Żywcańskie sheet is composed of an isolated package of Lower Jurassic spotted marls and limestones lying in the normal position contrary to the inverted beds of the Samkowa Czuba sheet. The Spadowiec sheet has a wider spatial extent than it was postulated earlier. The Jastrzębia Turnia sheet probably does not exist in area between the valleys of Białego and Bystra.

**Keywords:** Tatra Mts., Križna nappe, tectonic sheets, geological mapping

Budowę geologiczną północnej części Tatr charakteryzuje pasowy, równoleżnikowy układ jednostek tektonicznych, zgodny z przebiegiem budujących je warstw skalnych. Część centralną i południową Tatr stanowi głównie trzon krystaliczny (m.in. Burchart, 1968, 1972; Gawęda, 1995; Poller i in., 2000), na którym leży autochtoniczna pokrywa skał osadowych oraz nasunięte płaszczowiny wierchowe i regłowe (m.in. Uhlig, 1897, 1900, 1911; Lugeón 1903; Rabowski & Goetel, 1924; Rabowski, 1925; Matejka & Andrusov, 1930; Andrusov, 1936a, b; 1959 a, b; Guzik & Sokołowski, 1958-1980; Bac-Moszaszwili i in., 1979), zachowane w części północnej. Są one zbudowane głównie z mezozoicznych skał osadowych tworzących kilka sekwencji, różniących się wykształceniem i następstwem litofacji. Ujęte są one w szereg jednostek tektonicznych niższego rzędu w randze łusek. Badany obszar to fragment płaszczowiny regłowej dolnej (kriżniańskiej) położony między Doliną Bystrej i Doliną Strążyską (ryc. 1). Płaszczowina regłowa górna (choczańska) występuje tylko w zachodniej części pasma regłowego. Wydzielenia tych dwóch płaszczowin regłowych dokonał Andrusov (1936a). Postulowano występowanie jeszcze wyższej płaszczowiny – strażowskiej, nasuniętej na płaszczowinę choczańską (Kotański, 1973, 1986a, b; Iwanow & Wieczorek, 1987) w rejonie Korycisk, ale pogląd ten nie został powszechnie zaakceptowany.

W rezultacie intensywnych i systematycznych prac kartograficznych w latach 50., 60. i 70. XX w. powstała „Mapa geologiczna Tatr Polskich w skali 1 : 10 000” (Guzik & Sokołowski, 1958–1980). Jednak elementy tektoniki nieciągłej oraz zasięgi jednostek tektonicznych nie zostały na tej mapie pokazane. Braki te zostały uzupełnione na

„Mapie geologicznej Tatr Polskich w skali 1 : 30 000” (Bac-Moszaszwili i in., 1979), a obraz wzbogacono o przekroje geologiczne.

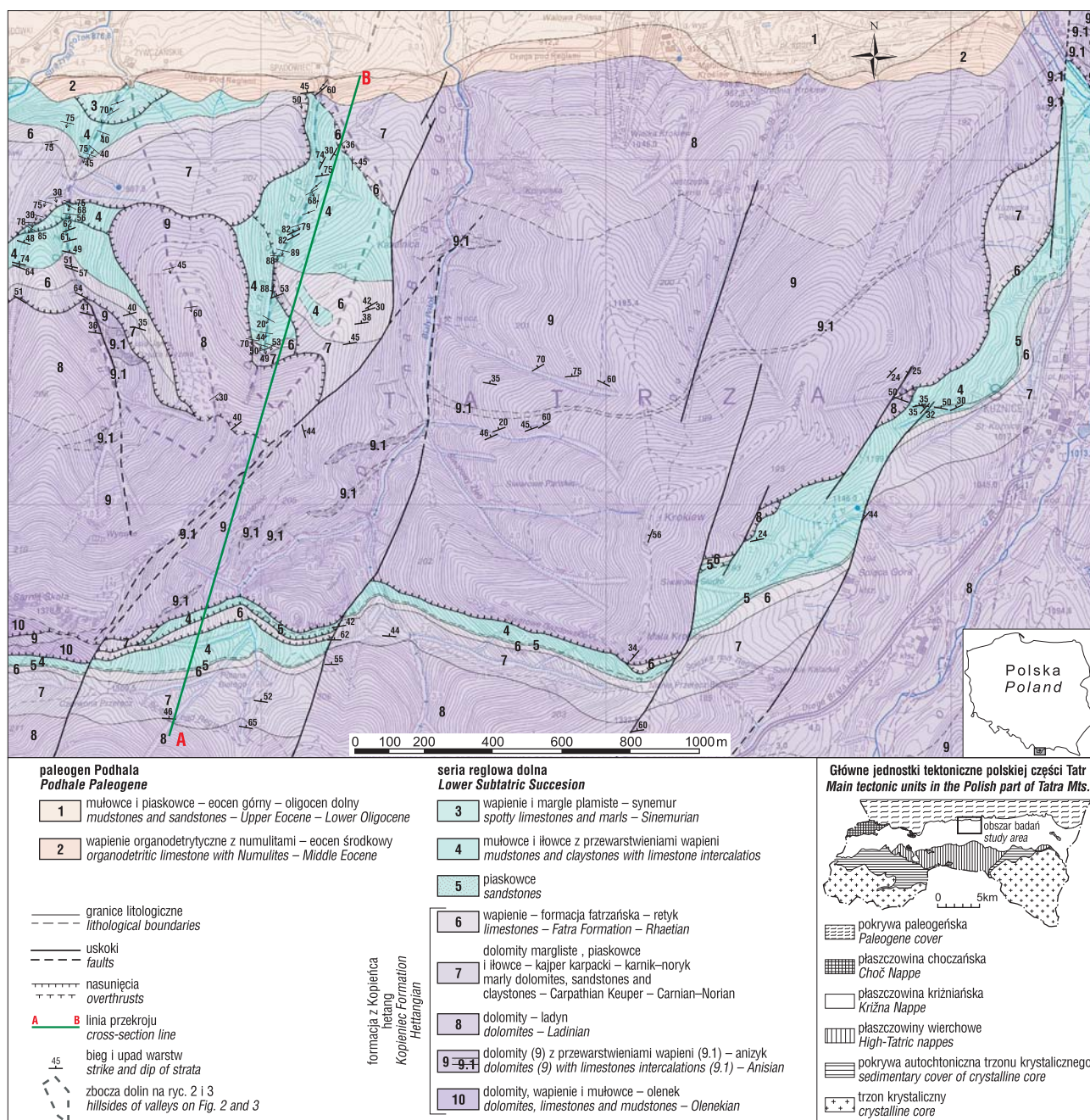
Celem pracy jest przedstawienie nowych faktów dotyczących litostratygrafii i tektoniki płaszczowiny regłowej dolnej (kriżniańskiej) między Doliną Bystrej a Doliną Strążyską, jakie zostały udokumentowane przez autorów podczas prac kartograficznych związanych z nową edycją „Szczegółowej mapy geologicznej Tatr w skali 1 : 10 000” (SmgT) (Piotrowska i in., 2009). Analiza dotychczasowych map i opracowań geologicznych obszaru regli w rejonie Zakopanego (m. in. Jaczynowski & Jaczynowska, 1963; Iwanow, 1965; Guzik i in., 1975; Bac-Moszaszwili i in., 1979), z uwzględnieniem wyników badań biostratygraficznych triasu górnego i jury dolnej (Gaździcki, 1974, 1975, 1983; Gaździcki & Iwanow, 1976; Gaździcki i in., 1979; Lefeld, 1974; Lefeld i in., 1985; Michalik i in., 1978), oraz kartograficzne prace autorów implikują istotne modyfikacje we wzajemnym zaleganiu poszczególnych łusek w obrębie północnej części płaszczowiny regłowej dolnej, a przede wszystkim w obrębie mniejszych elementów tektonicznych, które są przedmiotem niniejszego artykułu.

### TEKTONIKA

W płaszczowinie kriżniańskiej, podobnie jak w całych Tatrach, charakterystyczny jest trójdzielny, imbrykacyjny układ jednostek tektonicznych o prawie równoleżnikowym przebiegu. Można tu wydzielić trzy pasma: południowe, środkowe i północne.

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; ryszard.zabielski@pgi.gov.pl.

<sup>2</sup> Ul. Majdańska 13/109, 04-088 Warszawa.



Ryc. 1. Fragment „Szegółowej mapy geologicznej Tatr w skali 1 : 10 000” – arkusz Zakopane Południe (Piotrowska i in., 2009)

Fig. 1. Part of "Detailed geological map of Tatra Mts. in sheet 1 : 10 000" – Zakopane Południe sheet (Piotrowska et al., 2009)

Pasma południowe stanowi łuska („plaszczowina cząstkowa”) Suchego Wierchu zbudowana ze skał triasu i jury dolnej (Guzik & Kotański, 1963; Iwanow, 1965). W paśmie północnym występuje łuska Krokwi oraz wyodrębnione z niej łuski Małej Świnicy (Guzik & Kotański, 1963) i Jastrzębiej Turni (Bac-Moszaszwili, 1998), zbudowane głównie z dolomitów i wapieni triasu środkowego i ewentualnie utworów triasu dolnego. Wyżej zalegają, zgodnie z dotychczasowymi poglądami, łuski: Grześkówek, Samkowej Czuby, Spadowca (Guzik & Kotański, 1963), które mają znacznie mniejszy zasięg przestrzenny i nadbudowują łuskę Krokwi. Wymienione elementy tektoniczne obu pasm (południowego i północnego) są w położeniu normalnym. Między nimi, jako strefa rozdzielająca (środkowa), występują łuski tzw. strefy (synkliny) Czerwonej

Przełęczy (Guzik, 1963; Guzik & Kotański, 1963; Jacynowska & Jacynowski, 1963; Gaździcki, 1974), zbudowane z utworów triasu górnego i jury dolnej, które częściowo są w odwróconym położeniu.

Badania kartograficzne autorów związane z nową edycją „Szegółowej mapy geologicznej Tatr w skali 1 : 10 000” (SmgT) (Piotrowska i in., 2009) pozwoliły na rewizję dotychczasowych wydzielen na mapach geologicznych Tatr (Guzik & Sokołowski, 1958–1980; Bac-Moszaszwili in., 1979), przede wszystkim w obrębie północnego pasma reglowego, m.in. w Dolinie Spadowca, Dolinie Ku Dziurze, Dolinie Białego oraz Dolinie Strążyskiej. Odślaniają się tu skały triasu i jury dolnej plaszczowiny reglowej dolnej (krzyżniańskiej), gdzie następstwo i powtórzenia formalnych (Lefeld, 1985) i nieformalnych jednostek litostratygraficznych

(Kotański, 1963; Gaździcki i in., 1979) świadczą o występowaniu kilku odrębnych elementów tektonicznych. Okazuje się, że wydzielona w tym obszarze łuska Grzeszków (Guzik & Kotański, 1963; Kotański, 1963), przede wszystkim jej część w rejonie Doliny Spadowca, ma bardziej skomplikowaną budowę – składa się z kilku elementów tektonicznych niższego rzędu (ryc. 1). Ta „komplikacja” była już odnotowana „niejako pośrednio” na arkuszu Łysanki (Guzik i in., 1975) poprzez naprzemianległe występowanie łupków jury dolnej i wapieni (wtedy zaliczonych do retyku).

W toku szczegółowych prac kartograficznych, przeprowadzonych przez autorów artykułu, z łuski Grzeszków (*sensu* Guzik & Kotański, 1963) w rejonie Doliny Spadowca i Doliny Ku Dziurze wydzielono elementy tektoniczne niższej rangi. Nazwano je odpowiednio łuska Grzeszków Dolna i łuska Grzeszków Górna. Natomiast zasięg przestrzenny łuski Grzeszków (*sensu* Guzik & Kotański, 1963) ograniczono do Doliny Ku Dziurze. Autorzy artykułu proponują zmianę jej nazwy przez dodanie przymiotnika „właściwa” – łuska Grzeszków Właściwa. Wydzielenia łusek dokonano na podstawie następstwa i wzajemnego zalegania wydzieleni litostratygraficznych (warstw) oraz ich orientacji przestrzennej w odsłonięciach na zboczach dolin, a więc w profilach poprzecznych do ich generalnego biegu. Profile geologiczne opisano w kierunku od południa do wylotu dolin (ryc. 2, 3), z podziałem na łuski i ich wzajemne następstwo. Mimo, że w ten sposób autorzy artykułu niejako wyprzedzają wnioski końcowe, włączając występujące w tych profilach wydzielenia do poszczególnych łusek, daje to jednak lepsze uporządkowanie całości opisu.

### **Łuska Małej Świnicy (MS)**

Łuska Małej Świnicy wydzielona została przez Guzika i Kotańskiego (1963) z dygitacji Krokwi (Goetel & Sokołowski, 1930). Skały budujące tę łuskę to dolomity o strukturze masywnej bądź ławicowej z przewarstwieniami wapieni, należące do triasu środkowego (Kotański, 1963; Bac-Moszaszwili i in., 1979).

W górnej części Doliny Spadowca (nad Łomikiem, a poniżej tzw. Zawieszki, ryc. 1) do łuski Małej Świnicy zaliczono szare, gruboławicowe dolomity. Warstwy zalegają tu w normalnym położeniu i zapadają pod kątem około 60° w kierunku NE i N. Na dolomity te nasunięte są jasnoszare dolomity łuski Spadowca (opis w dalszej części artykułu).

Natomiast w górnej części Doliny Ku Dziurze (ryc. 3) do łuski Małej Świnicy należą szare, grubo- i średnioławicowe dolomity, głównie sparytowe. Nieco niżej, w rejonie jaskini Dziura, występują ciemnoszare lub czarne drobno-sparytowe wapienie ławicowe. Tworzą one przewarstwienia w obrębie dolomitów, a ich miąższość może miejscami sięgać kilkunastu metrów. W nich znajduje się jaskinia Dziura. Ławice dolomitów i wapieni zapadają na północ pod kątem 35–45°.

### **Łuska Grzeszków Właściwa (G)**

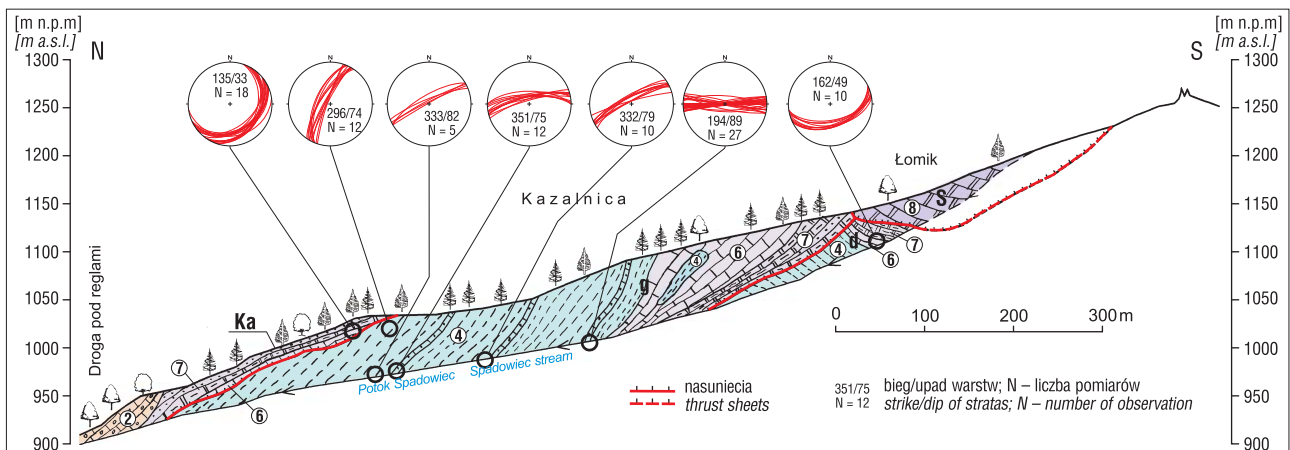
Zgodnie z obowiązującym podziałem tektonicznym regli zakopiańskich (Guzik & Kotański, 1963) w omawianym obszarze na łuskę (płaszczowinę cząstkową) Małej

Świnicy nasunięta jest łuska Grzeszków, zbudowana ze skał facji kajpru karpackiego, formacji fatrzańskiej i formacji z Kopieńca, zalegających w normalnym położeniu.

W dolinie Ku Dziurze (ryc. 1, 3) na dolomitach i wapieniach triasu środkowego łuski Małej Świnicy leżą szare i jasnoszare dolomity i dolomity margliste przeważnie średnioławicowe, lokalnie z przewarstwieniami łupków ilastych czerwonych i szarych, reprezentujące kajper karpacki (karnik–noryk) (ryc. 3). Charakterystyczna jest żółta barwa zwietrzałych powierzchni tych skał, która raczej nie pojawia się na dolomitach środkowotriasowych. Ławice zapadają pod kątem 60–65° w kierunku NE i ścinają niezgodnie niżej zalegające ławice dolomitów i wapieni triasu środkowego (łuska Małej Świnicy). Nad dolomitami zalegają ciemnoszare lub czarne ławicowe wapienie detrytyczne i organodetrytyczne formacji fatrzańskiej (retyk). Warstwy zapadają pod kątem około 60° w kierunku N lub NNE (ryc. 1, 3). Nad nimi leżą łupki ilasto-mułowcowe, lokalnie z przewarstwieniami ciemnoszarych wapieni sparytowych – formacja z Kopieńca (hetang). Warstwy zapadają pod kątem około 60° ku N lub NNW (ryc. 1, 3). Cała sekwencja: dolomity (kajper) – wapienie (retyk) – łupki ilaste (hetang) tworzy samodzielną łuskę (łuska Grzeszków *sensu* Guzik & Kotański, 1963), w której warstwy występują w normalnym ułożeniu i która jest nasunięta na łuskę Małej Świnicy. To normalne zaleganie warstw jest jednak ograniczone do Doliny Ku Dziurze. W Dolinie Spadowca warstwy są w położeniu normalnym lub odwróconym, co może sugerować występowanie podrzędnych elementów strukturalnych. Z tego względu z łuski Grzeszków (*sensu* Guzik & Kotański, 1963) wydzielono dwie niższej rangi łuski, charakteryzujące się odmienną orientacją warstw.

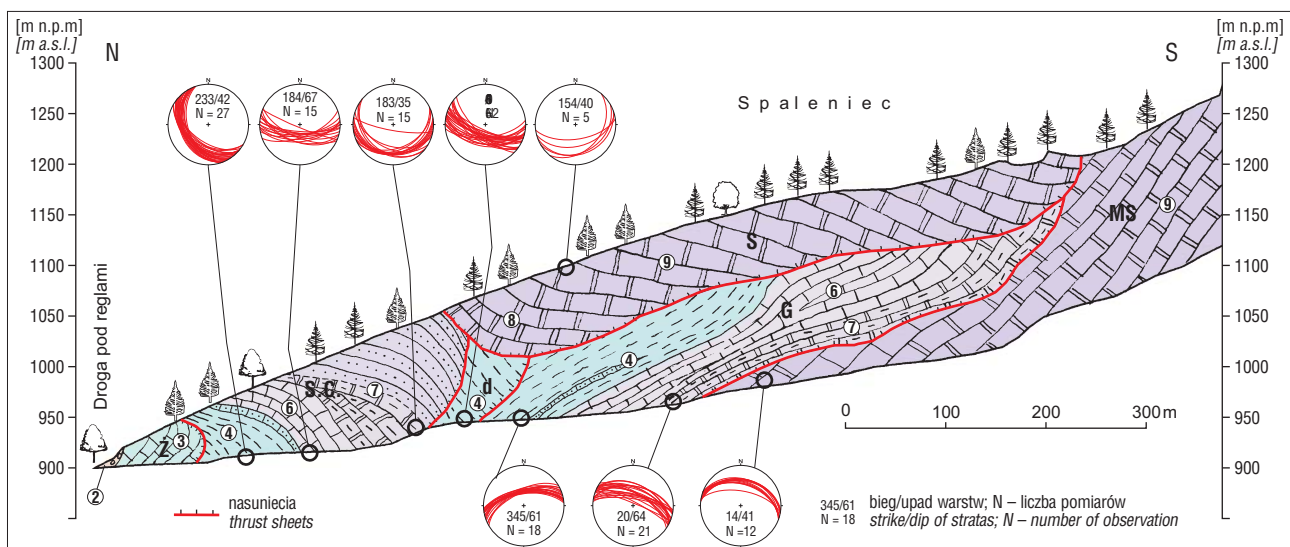
### **Łuska Grzeszków Dolna (d)**

W górnym odcinku Doliny Spadowca, poniżej miejsca zwanego Łomikiem (ryc. 1, 2), występuje stromy próg skalny, w którym odsłaniają się średnio- i cienkoławicowe dolomity margliste barwy szarej i jasnoszarej o żółto wietrzejących powierzchniach. Lokalnie pojawiają się przewarstwienia łupków ilastych i piaszczystych drobnoziarnistych. Skały te reprezentują facje kajpru karpackiego (karnik–noryk). Warstwy zapadają pod kątem około 50° w kierunku SSE (162/50). Od góry są one ścięte przez dolomity ławicowe łuski Spadowca (opis w dalszej części artykułu). W dolnej części doliny, pod dolomitami kajpru karpackiego, odsłaniają się ciemnoszare, miejscami nawet czarne, średnioławicowe wapienie mikrytowe formacji fatrzańskiej (retyk), o orientacji 198/53 (ryc. 4), które z kolei zalegają na łupkach ilasto-mułowcowych z przewarstwieniami wapieni sparytowych i wapieni piaszczystych formacji z Kopieńca – hetang (ryc. 2). Orientacja warstw formacji z Kopieńca (178/78) jest zbliżona do tej, jaka występuje w nadległych wapieniach retyku i dolomitach karniku i noryku. Niewielkie różnice w orientacji przestrzennej warstw w poszczególnych formacjach mogą wynikać z poślizgów tektonicznych na granicy różnych typów litologicznych. Orientacja warstw i ich następstwo litostratygraficzne wskazują na zaleganie warstw w odwróconym położeniu. Cała sekwencja dolomitów i wapieni triasu górnego oraz łupków jury dolnej stanowi samodzielną łuskę, odsłaniającą



**Ryc. 2.** Budowa geologiczna wschodniego zbocza Doliny Spadowca. S – łuska Spadowca, d – łuska Grzeszkówek Dolna, g – łuska Grzeszkówek Górna, Ka – łuska Kazalnicy. Diagramy kołowe – projekcja stereograficzna położenia warstw, dolna półkula. Numery wydzieleni jak na ryc. 1

**Fig. 2.** Geological sketch of east slope of Spadowca Valley. S – Spadowiec sheet, d – Grzeszkówki Lower sheet, g – Grzeszkówki Upper sheet, Ka – Kazalnica sheet. Circle diagrams – orientation of beds. Projection is equal area, lower hemisphere. For other explanation see Fig. 1



**Ryc. 3.** Budowa geologiczna wschodniego zbocza Doliny Ku Dziurze. MS – łuska Małej Świnicy, G – łuska Grzeszkówek Właściwa, d – łuska Grzeszkówek Dolna, g – łuska Grzeszkówek Górna, SC – łuska Samkowej Czuby, Ż – łuska Żywczańskiego. Diagramy kołowe – projekcja stereograficzna położenia warstw, dolna półkula. Numery wydzieleni jak na ryc. 1

**Fig. 3.** Geological sketch of east slope of Ku Dziurze Valley. MS – Mała Świnica sheet, G – Grzeszkówki Main sheet, d – Grzeszkówki Lower sheet, g – Grzeszkówki Upper sheet, SC – Samkowa Czuba sheet, Ż – Żywczańskie sheet. Circle diagrams – orientation of beds. Projection is equal area, lower hemisphere. For other explanation see Fig. 1

się głównie w osi i na zboczach Doliny Spadowca. Prawdopodobnie kontynuuje się ona pod łuską Spadowca w kierunku W, a jej fragment odsłania się w Dolinie Ku Dziurze (w dnie potoku), gdzie łupki ilasto-mułowcowe zapadają pod kątem około 60–65° w kierunku SSW (198/64), a więc przeciwnym do upadu warstw w łusce Grzeszkówek Właściwej (ryc. 1, 3). W dolinie tej, od północy, ławice łupków łuski Grzeszkówek Dolnej są ścięte przez dolomity margliste i piaskowce kajpru karpackiego łuski Samkowej Czuby (SC) (ryc. 1, 3).

#### Łuska Grzeszkówek Górna (g)

W środkowej części Doliny Spadowca, w miejscu gdzie jej przebieg zmienia się z północnego na północno-wschodni, na prawym zboczu doliny widoczny jest kon-

takt zapadających na południe łupków formacji z Kopiańca (łuska Grzeszkówek Dolna), z leżącymi na nich szarymi, cienko- i średnioławicowymi dolomitami z przewarstwieniami łupków ilasto-mułowcowych, należących do kajpru karpackiego (karnik–noryk). Warstwy zapadają w kierunku NW, a ich profil jest najbardziej kompletny na prawym zboczu Doliny Spadowca i ograniczającym ją grzbiecie. W kierunku osi doliny warstwy wyklinowują się (ryc. 1, 2). Na utworach kajpru zalegają ciemnoszare, średnio- i gruboławicowe wapienie mikrytowe i organodetrytyczne (farmacja fatrzańska – retyk). Warstwy zapadają pod kątem około 30–40° w kierunku NNW (340/37). Na wapieniach leżą łupki ilaste i mułowcowe z przewarstwieniami ciemnoszarych wapieni sparytowych, miejscami mikrytowych (formacja z Kopiańca) (ryc. 5). Cały pakiet skalny, począwszy od facji kajpru karpackiego, poprzez wapienie



**Ryc. 4.** Odslonięcie wapieni formacji fatrzańskiej (retyk), łuska Grzeškówek Dolna, Dolina Spadowca – część górna. Diagram kołowy – projekcja stereograficzna położenia warstw wapieni formacji fatrzańskiej, dolna półkula

**Fig. 4.** Outcrop of limestones of Fatra Formation (Rheatian), Grzeškówek Lower sheet, Spadowiec Valley – upper part. Circle diagram – orientation of beds, projection is equal area, lower hemisphere

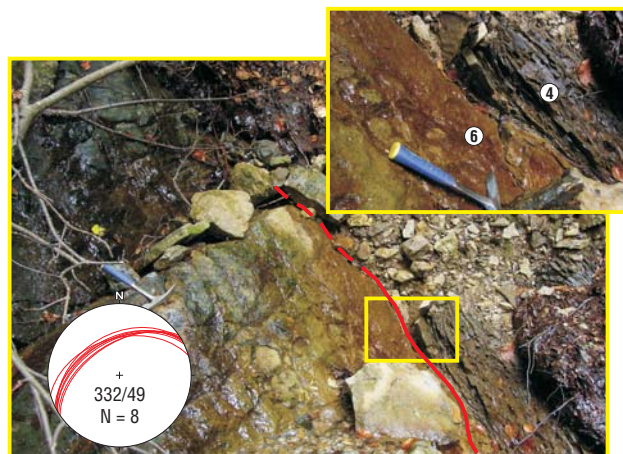
formacji fatrzańskiej, na łupkach formacji z Kopieńca kończąc, zalega w normalnym położeniu i stanowi samodzielny łuskę – nazwaną łuską Grzeškówek Górną (g), nasuniętą na łuskę Grzeškówek Dolną (d).

#### Łuska Samkowej Czuby (SC)

Warstwy skalne budujące tę łuskę występują w położeniu odwróconym (Guzik & Kotański, 1963) i reprezentują facje kajpru karpackiego, wapienie formacji fatrzańskiej i łupki formacji z Kopieńca. W Dolinie Ku Dziurze profil litostratigraficzny łuski jest bardziej kompletny niż w Dolinie Spadowca. Kajper karpacki to średnio- i cienkoławicowe dolomity margliste z przewarstwieniem łupków, które w kierunku osi doliny ulegają wyklinowaniu oraz piaskowce kwarcowe, których miąższość dochodzi do kilkudziesięciu metrów. Piaskowce te są dobrze odsłonięte na prawym zboczu Doliny Ku Dziurze, gdzie leżą na wapieniach organodetrycznych formacji fatrzańskiej, a te z kolei na łupkach ilasto-mułowcowych z przewarstwieniami wapieni formacji z Kopieńca (ryc. 1, 3). Warstwy zapadają pod kątem 35–67° w kierunku od S do SW. Cała sekwencja występuje w odwróconym położeniu tworząc łuskę, która ściśn dyskrepantnie łuskę Grzeškówek Dolną (d) i łuskę Grzeškówek Właściwą (G).

#### Łuska Kazalnicy (Ka)

W pobliżu wylotu Doliny Spadowca na jej prawym zboczu, na opisanych wyżej łupkach ilasto-mułowcowych



**Ryc. 5.** Kontakt wapieni formacji fatrzańskiej (retyk) z łupkami ilastymi formacji z Kopieńca (hetang), łuska Grzeškówek Górna, Dolina Spadowca – część środkowa. Diagram kołowy – projekcja stereograficzna położenia warstw wapieni formacji fatrzańskiej, dolna półkula. Numery wydzieleń jak na ryc. 1

**Fig. 5.** Contact of limestones of Fatra Formation (Rheatian) and shaly claystones of Kopieniec Formation (Hettangian), Grzeškówek Upper sheet, Spadowiec Valley – middle part. Circle diagram – orientation of beds, projection is equal area, lower hemisphere. For other explanation see Fig. 1

formacji z Kopieńca łuski Grzeškówek Górnej (g), leżą niezgodnie ciemnoszare wapienie ławicowe formacji fatrzańskiej (retyk), a nad nimi dolomity margliste z przewarstwieniami łupków ilastych oraz piaskowce kwarcowe należące do kajpru karpackiego (ryc. 1, 2, 6). Według Guzika i Kotańskiego (1963) utwory te należą do łuski Samkowej Czuby.

Warstwy zapadają pod kątem około 30° w kierunku SE lub E i występują w odwróconym położeniu, o czym świadczą m.in. wyżej wymienione następstwo litostratigraficzne. Orientacja ta nie jest zgodna z orientacją analogicznej sekwencji litostratigraficznej na lewym (zachodnim) zboczu Doliny Spadowca, a należącej niewątpliwie do łuski Samkowej Czuby (SC) (ryc. 1). Innymi słowy uznanie warstw retyku i kajpru karpackiego na prawym zboczu Doliny Spadowca za kontynuację łuski Samkowej Czuby, jak przedstawiane jest to na „Mapie Geologicznej Tatr Polskich” (Bac-Moszaszwili i in., 1979), a wcześniej przez Guzika i Kotańskiego (1963), budzi wątpliwość. Nie można wykluczyć, że opisane wyżej warstwy prawdopodobnie należą do kolejnej łuski, nazwanej przez autorów artykułu od pobliskiego wzniesienia łuską Kazalnicy (Ka), nasuniętej na łuskę Grzeškówek Górną (g).

Dyskusyjny jest przebieg kontaktu tektonicznego łuski Kazalnicy (Ka) z łuską Grzeškówek Górną (g), a tym samym południowy zasięg omawianej łuski. Nie można wykluczyć, że przynajmniej część łupków ilasto-mułowcowych (formacja z Kopieńca) zaliczonych do łuski Grzeškówek Górnej (g), a występujących bezpośrednio pod wapieniami formacji fatrzańskiej (należącymi tu do łuski Kazalnicy), należy przynajmniej częściowo już do sekwencji związanej z łuską Kazalnicy.

#### Łuska Spadowca (S)

W górnej części Doliny Spadowca (w miejscu zwanym Łomikiem) (ryc. 1, 2) odsłaniają się szare i jasnoszare

dolomity grubo- i średnioławicowe, przeważnie sparytowe. Ławice, prawdopodobnie w odwróconym położeniu, zapadają pod kątem około 30° w kierunku S lub SE. Ku zachodowi łączą się one z identycznymi dolomitami na grzbiecie wzniesienia Spaleniec (ryc. 1), które przez Kotańskiego (1963), Guzika i Kotańskiego (1963) oraz Guzika i in. (1975) zaliczone zostały do triasu środkowego łuski Spadowca. Identyczne dolomity stwierdzono na grzbiecie wzniesienia na prawym zboczu Doliny Spadowca. Zatem zasięg przestrzenny łuski Spadowca jest większy niż ten, jaki przedstawiali m.in. Guzik i Kotański (1963), Guzik i in. (1975) oraz Bac-Mosaszwili i in. (1979). Południowy zasięg występowania opisanych dolomitów, a tym samym południowa granica łuski Spadowca (kontakt tektoniczny z dolomitami łuski Małej Świnicy), nie jest możliwy do precyzyjnego skartowania z uwagi na niedostępność terenu (stromie skałki).

### Łuska Żywcańskiego (Ż)

U wylotu Doliny Ku Dziurze, pod wapieniami numulitowymi eocenu, odsłaniają się szare wapienie plamiste (facja Fleckenmargel), które przez Kotańskiego (1963) zastały zaliczone do lotaryngu (synemur górny) jako najmłodsze wydzielenie w łusce Samkowej Czuby (Guzik & Kotański, 1963). Obserwacje terenowe pozwoliły stwierdzić, że ławice wapieni są silnie zdeformowane (ryc. 7), a ich orientacja jest niezgodna z niżej leżącymi warstwami formacji z Kopieńca ułożonymi monoklinalnie. Pozwala to przypuszczać, iż omawiane tu wapienie nie muszą być związane z łuską Samkowej Czuby i mogą stanowić samodzielną łuskę.

### Uskoki poprzeczne

Opisane wyżej niewielkich rozmiarów łuski w północnym paśmie regli, ułożone nad łuskami Krokwi i Małej Świnicy, występują wyłącznie między Doliną Białego i Doliną Małej Łąki. Fakt ten tłumaczy się zachowaniem ich w obniżeniu morfologicznym podłoża, jakim jest depresja Goryczkowej (Limanowski, 1912). Na skłonach depresji występują dyslokacje, które mają przebieg poprzeczny w stosunku do rozciągłości jednostek reglowych i które dzielą je na bloki tektoniczne (Iwanow, 1965; Bac, 1971; Bac-Mosaszwili, 1998; Birkenmajer, 2000a, 2012). Względne, pionowe przemieszczenia takich bloków w obrębie jednostki Suchego Wierchu mogły przyczynić się do zachowania (w obrębie zrzuconego bloku) wyżej ułożonych łusek.

Uskoki (lub systemem uskoków) ograniczające bloki tektoniczne mają przebieg NE-SW i stromo nachylone powierzchnie. Wiążą się one ze strefami uskokowymi o zasięgu regionalnym, jak te związane z Doliną Białej Wody (Uhlig, 1897), Doliną Suchej Wody (Bac-Mosaszwili & Gąsienica-Szostak, 1990), rejonem Doliny Olczyńskiej (Sokołowski, 1969), Doliną Bystrej i Doliną Białego (Goetel & Sokołowski, 1930), Doliną Małej Łąki i rejonem Siodła (Bac, 1971) oraz dolną częścią Doliny Chochołowskiej (Passendorfer, 1975). Na północnym skłonie Tatr uskoki te przecinają skały mezozoiczne płaszczowin oraz utwory trasgresywnie zalegającego eocenu (Roniewicz, 1969). Ten system uskoków, tnących zarówno

masyw tatrzański, jak i Podhale oraz pieniński pas skałkowy Birkenmajer (1986) oraz Mastella i in. (1988) wiążą z kompresją mioceniową. Przebieg tych uskoków pokrywa się z ogólnymi kierunkami lineamentów i uskoków w Tatrach (Nemčok i in., 1994; Birkenmajer, 1999; Sperner i in., 2002) i Karpatach (Doktór i in., 1985; Mastella i in. 1998).

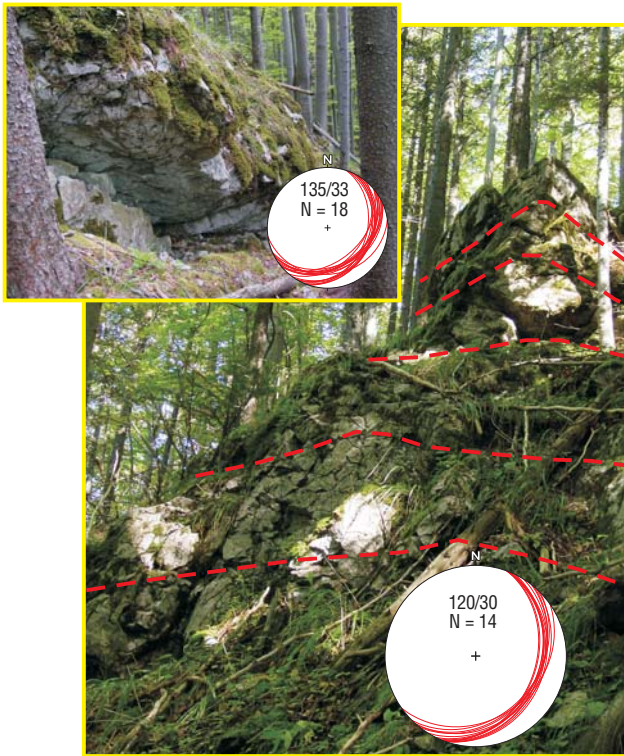
Powstanie systemu uskoków przesuwczych lub zrzutowo-przesuwczych, poprzecznych do rozciągłości Tatr, o przebiegu NE-SW, autorzy przynajmniej częściowo wiążą z procesem ekstruzji Alp Wschodnich do basenu intrakarpacciego na przełomie oligocenu i miocenu (Ratschbekare i in., 1991a,b; Sperner i in., 2002). Nie jest wykluczone, że pierwotne założenia tych uskoków były związane z etapem przemieszczania płaszczowin w późnej kredzie. Były one reaktywowane w miocenie, co wiązało się z asymetrycznym wypiętrzaniem masywu tatrzańskiego i pionowymi przemieszczeniami bloków tektonicznych w jego obrębie.

### UWAGI DO LITOSTRATYGRAFII

Istotną wydaje się identyfikacja niektórych wydzieleń wapieni ciemnoszarych jury dolnej w Dolinie Spadowca w obrębie łuski Grześkówek (*sensu* Guzik & Kotański, 1963), które na „Mapie geologicznej Tatr Polskich” (arkusz Łysanki; Guzik i in., 1975) zaliczono do retyku i przedstawiono wśród łupków ilasto-mułowcowych „grestenu” (obecnie formacja z Kopieńca; hetang-synemur dolny) (ryc. 2). Na podstawie badań mikrofacjalnych (Gaździcki – ekspertyzy niepublikowane wykonane na potrzeby SmgT) stwierdzono, że są to głównie biosparyty (lub miejscami biomikryty), których głównymi składnikami biotycznymi są fragmenty krynowidów, innych szkarłupni, skorup małżów i igły gąbek wapiennych. Towarzyszą im domieszki detrytycznego kwarcu i drobne skupienia pirytu. W poszczególnych warstwach udział bioklastów, jak i składników mineralnych jest zmienny. Rozpoznano pojedyncze otwornice: *Ophthalmidium sp.*, *Ophthalmidium leischneri* i *Nodosaria sp.* oraz asocjację tzw. post-Triassic involutinids: *Involutina turgida* i *Involutina sp.* Mikrofacje te są charakterystyczne dla ogniwa wapieni dolnych (hetang) formacji z Kopieńca.

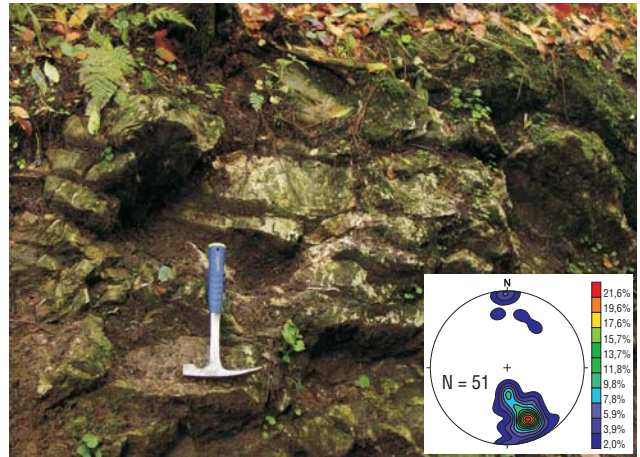
Na podstawie obserwacji terenowych stwierdzono, że opisane wyżej wapienie stanowią przewarstwienia w obrębie drobnoklastycznych utworów formacji z Kopieńca (ryc. 2), charakterystyczne dla hetangu, a nie retyku (Gaździcki – informacja ustna, listopad 2010 r.). Fakt ten ma swoje konsekwencje tektoniczne, co zostanie opisane w dalszej części artykułu.

Również odsłaniające się u wylotu Doliny Spadowca (na prawym zboczu) dolomity margliste z licznymi przewarstwieniami łupków ilastych (w ujęciu autorów – łuska Kazalnicy), na „Mapie geologicznej Tatr Polskich” (Bac-Mosaszwili i in., 1979) zostały, prawdopodobnie na podstawie przyjętego normalnego (nie odwróconego) następowstwa warstw, błędnie uznane za formację z Kopieńca (hetang-synemur dolny) leżącą zgodnie na wapieniach formacji fatrzańskiej. Występowanie w obrębie łupków ilastych przewarstwień piaskowców kwarcowych (innych niż te, jakie występują w obrębie formacji z Kopieńca; por. Iwanow i in., 2010) oraz cienkoławicowych, żółtawiejących dolomitów marglistych wskazuje na facje charakterystyczne dla



**Ryc. 6.** Odślonienie wapieni formacji fatrzańskiej (retyk), łuska Kazalnicy, warstwy w położeniu odwróconym, Dolina Spadowca – część dolna. Diagramy kołowe – projekcja stereograficzna położenia warstw, dolna półkula

**Fig. 6.** Outcrop of limestones of Fatra Formation (Rhetian), Kazalnica sheet, layers in inverted position, Spadowiec Valley – lower part. Circle diagrams – orientation of beds. Projection is equal area, lower hemisphere

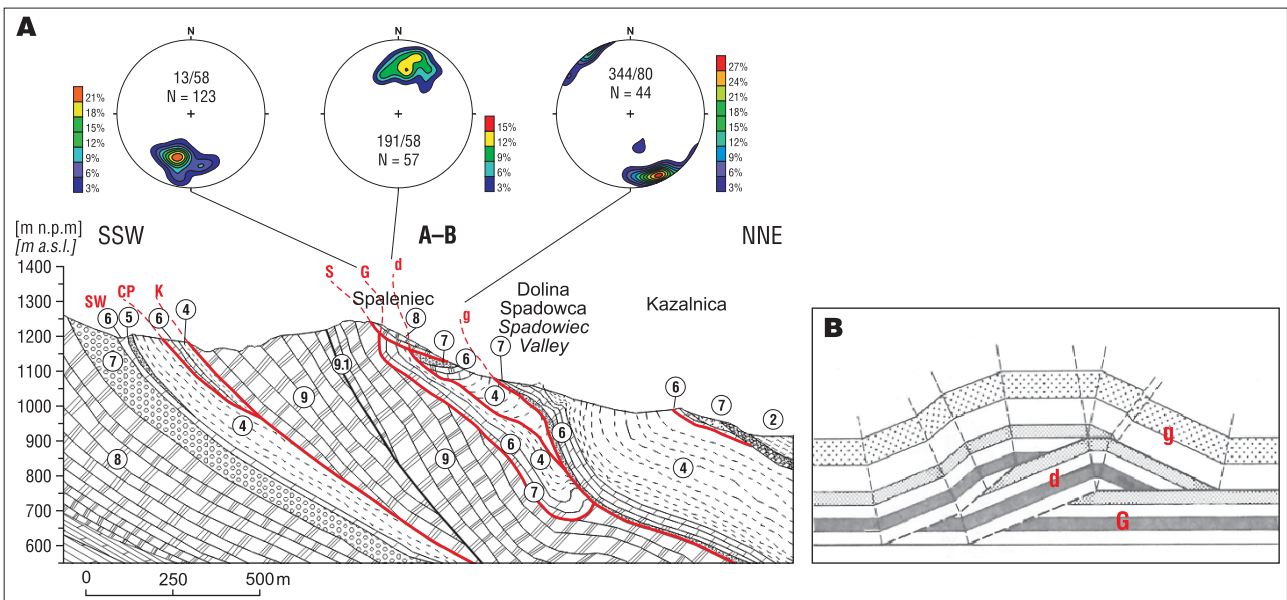


**Ryc. 7.** Deformacje w obrębie wapieni marglistych – łuska Żywczańskiego, Dolina Ku Dziurze – część dolna. Diagram kołowy – projekcja stereograficzna położenia warstw (bieguny warstw), dolna półkula

**Fig. 7.** Deformation of marly limestone – Żywczańskie sheet, Ku Dziurze Valley – lower part. Circle diagrams – orientation of beds (pole), projection is equal area, lower hemisphere

kajpru karpackiego, a nie jury dolnej. Tak też (prawidłowo) utwory te zostały przedstawione na „Mapie geologicznej Tatr Polskich” (arkusz Łysanki; Guzik i in., 1975).

Na odrębne omówienie zasługują utwory zaznaczone na wspomnianej mapie (Guzik i in., 1975) jako kampil, które ciągną się długim wąskim pasem o przebiegu SE–NE na wschód od Sarniej Skały, oddzielając łuskę Krokwi od łuski Małej Świnicy. Ta ostaną wydzielona została przez Guzika i Kotańskiego (1963) z dygitacji Krokwi (Goetel & Sokołowski, 1930). Zdaniem autorów niniejszej publikacji



**Ryc. 8. A** – przekrój geologiczny przez regle w rejonie Doliny Spadowca oraz diagramy konturowe położenia warstw dla wybranych łusek (bieguny warstw), dolna półkula. SW – łuska Suchego Wierchu; CP – łuski Czerwonej Przełęczy; K – łuska Krokwi, G – łuska Grzeškówek Właściwa; d – łuska Grzeškówek Dolna; g – łuska Grzeškówek Górna; S – łuska Spadowca. **B** – tworzenie się dupleksu poprzez progresywny rozwój form antyklinalnych; gdy odległość między powierzchniami ścięć jest mała (krótsza od długości rampy) dochodzi do zestromienia wcześniej utworzonych powierzchni ścięć i form z nimi związanych (Mitra, 1986; zmienione)

**Fig. 8. A** – geological section of subtritic napes near Spadowiec Valley and stereographic projection for beds of some sheets (pole), projection is equal area, lower hemisphere. SW – Suchy Wierch sheet, CP – Czerwona Przeleęcz sheet, K – Krokiew sheet, G – Grzeškówki Właściwa sheet, d – Grzeškówki Lower sheet, g – Grzeškówki Upper sheet, S – Spadowiec sheet. **B** – formation of foreland sloping duplex (partial overlapping ramp anticlines); if final spacing between adjacent faults is small, part of ramp segment was rotated to steeper dips (Mitra, 1986; modified)

utwory te to prawdopodobnie melanz tektoniczny w strefie dyslokacyjnej, a nie intersekcyjna wychodnia warstw „kampilu” w spągowej części łuski Małej Świnicy. Sugeruje to m.in. przebieg i geometria tego wydzielenia na „Mapie geologicznej Tatr Polskich” (Guzik i in., 1975). W bardzo nielicznych odsłonięciach występują tu czarne, silnie „potrzaskane” wapienie i łupki z przewarstwieniami dolomitów, które makroskopowo są podobne do facji kampilskich. Wiek tych skał jednak nie został sprecyzowany z uwagi na brak przewodnich skamieniałości. Nie można wykluczyć ich związku z dolomitami anizyku i traktować jako jedno z licznych przewarstwień wapieni w całym kompleksie. Zakładając jednak występowanie w tym miejscu strefy uskoku, w którą skały te zostały tektonicznie wciągnięte i częściowo złupkowacone, należy przyjąć, że zasięg przestrzenny łuski Małej Świnicy w kierunku E kończy się na tej dyslokacji. Potwierdza to Bac-Moszaszwili (1998), wskazując występowanie jednostki Małej Świnicy tylko między Doliną Małej Łąki i Doliną Białego. Dalej w kierunku E, zdaniem Bac-Moszaszwili (1998) oraz Bac-Moszaszwili i Rudnickiego (1979), zastępuje ją łuska Jastrzębiej Turni, chociaż w tym wypadku autorzy nie podzielają tego poglądu.

### INTERPRETACJA

Na podstawie obserwacji litostratygraficznych wzdłuż wyżej przedstawionych profili, badań mikrofacjalnych (Gaździcki – ekspertyzy niepublikowane wykonane w ramach realizacji SmgT) oraz prac kartograficznych przeprowadzonych przez autorów stwierdzono, że następstwo chronostratygraficzne niektórych wydzieleni w Dolinie Spadowca i w jej otoczeniu na dotychczasowych mapach geologicznych jest błędne. Dotyczy to przede wszystkim ciemnoszarych wapieni sparytowych w środkowej części Doliny Spadowca, uważanych za retyckie, które okazały się przewarstwieniami w łupkach ilasto-mułowcowych dolnoliasowej formacji z Kopieńca, a także osadów kajpru, które na północnych zboczach Kazalnicy błędnie zaliczono do hetangu (Bac-Moszaszwili i in., 1979). Sytuacja taka ma konsekwencje tektoniczne i rzutuje na układ poszczególnych łusek. W rezultacie wyróżniono nowe łuski oraz skorygowano zasięgi przestrzenne poprzednio wydzielonych łusek.

W Dolinie Spadowca ze wschodniej części łuski Grześkówki (*sensu* Guzik & Kotański, 1963; Guzik & Sokołowski, 1975) wydzielono trzy nowe łuski jako niezależne elementy tektoniczne zbudowane z utworów kajpru karpackiego, formacji fatrzańskiej i formacji z Kopieńca. Łuska Grześkówki Dolna (d) zalega w odwróconym położeniu bezpośrednio na łusce Grześkówki Właściwej (G); łuska Grześkówki Górna (g) zalega w normalnym położeniu na łusce Grześkówki Dolnej. Wyżej leży łuska Kazalnicy (Ka), w której warstwy znajdują się w odwróconym położeniu. Orientacja warstw w tej ostatniej nie wskazuje na związek z łuską Grześkówki Dolną bądź łuską Samkowej Czuby na zachodnim zboczu Doliny Spadowca (ryc. 1). Wymienione łuski o imbrykacyjnym ułożeniu prawdopodobnie wyodrębniły się z tego samego litosomu w wyniku ścinania podczas procesów nasuwczych. Ponadto, są one ścięte przez wyżej leżącą łuskę Spadowca, której przestrzenny zasięg jest większy niż

przedstawiali to Guzik i Sokołowski (1958–1980), Guzik i Kotański (1963), a w ślad za nimi Bac-Moszaszwili i in. (1979). W rejonie Żywcańskiego (u wylotu Doliny Ku Dziurze) pakiet wapieni plamistych (facja Flekenmargel) prawdopodobnie tworzy niewielkich rozmiarów łuskę, nasuniętą na podścielającą ją łupki ilasto-mułowcowe formacji z Kopieńca, które zalegają tu w odwróconym położeniu i należą do łuski Samkowej Czuby.

Na podstawie powyższych faktów proponuje się następującą kolejność zalegania jednostek tektonicznych w górnej części płaszczowiny reglowej dolnej (kriżniańskiej) w paśmie reglowym między Doliną Strążyską a Doliną Bystrej:

- łuska Krokwi oraz Małej Świnicy,
- łuska Grześkówki Właściwa,
- łuska Grześkówki Dolna,
- łuska Grześkówki Górna,
- łuska Samkowej Czuby i Kazalnicy,
- łuska Żywcańskiego,
- łuska Spadowca.

### DYSKUSJA

W wyniku prac kartograficznych zweryfikowano zasięgi przestrzenne niektórych wydzieleni litostratygraficznych oraz uszczegółowiono budowę geologiczną w obrębie już istniejących elementów tektonicznych, co pozwoliło na wyodrębnienie nowych niewielkich rozmiarów łusek w Dolinie Spadowca (łuski Grześkówki: Dolnej i Górnej oraz łuski Kazalnicy), a także w Dolinie Ku Dziurze (łuski Żywcańskiego).

Z drugiej strony zasięg jednostki Jastrzębiej Turni (Bac-Moszaszwili i in., 1979; Bac-Moszaszwili & Rudnicki, 1979; Bac-Moszaszwili, 1998) wydaje się być ograniczony od zachodu do Doliny Bystrej. Wydzielenia tej łuski, jako niezależnego elementu tektonicznego nad łuską Krokwi między Doliną Bystrej i Doliną Białego (Guzik i in., 1975; Bac-Moszaszwili i in., 1979), z punktu obserwacji kartograficznych budzi wątpliwość. W terenie, na obszarze na wschód od Doliny Białego, podczas prac kartograficznych nie stwierdzono występowania facji kampilskich rozdzielających łuski Krokwi i Małej Świnicy (Guzik i in., 1975). Fakt ten podważa zasadność wydzielenia łuski Jastrzębiej Turni (Bac-Moszaszwili i in., 1979; Bac-Moszaszwili & Rudnicki, 1979; Bac-Moszaszwili, 1998) jako równorzędnej łusce Małej Świnicy na wschód od dyslokacji przebiegającej na zachodnim zboczu Doliny Białego. O ile łuskę Małej Świnicy można interpretować jako niezależny element tektoniczny, oddzielony od łuski Krokwi uskokiem zrzuwo-przesuwczym lub stromym nasunięciem, o tyle wydzielenie łuski Jastrzębiej Turni, zbudowanej z dolomitów anizyku i lądynu, jako niezależnego elementu tektonicznego, zalegającego na dolomitach anizyku łuski Krokwi (Guzik & Kotański, 1963), budzi wątpliwości. W tej sytuacji należałoby bowiem przyjąć, że kontakt łusek Krokwi i Jastrzębiej Turni przebiega w dolomitach anizyku. Jednak z drugiej strony brak jest litostratygraficznych i biostratygraficznych podstaw do rozdzielenia dolomitów anizyku należących do obu łusek.



Anizyjskie dolomity masywu Krokwi oraz wyżej występujące dolomity anizyku i ladynu (łuska Jastrzębiej Turni *sensu* Bac-Moszaszwili i in., 1979; Bac-Moszaszwili, 1998) autorzy interpretują jako ciągłą sekwencję dolomitów triasu środkowego (bez występowania znaczących powtórzeń tektonicznych) budujących łuskę Krokwi. Nie wyklucza to jednak występowania dalej na wschód (na wschód od Doliny Bystrej) niezależnej od łuski Krokwi jednostki tektonicznej obejmującej m.in. masyw Nosala i Kopieńca Wielkiego (Bac-Moszaszwili & Lefeld, 1999; Lefeld, 1999; Birkenmajer, 2000b, 2012). Jednak w tym wypadku nazwa jednostki „Jastrzębia Turnia” traci zasadność, gdyż nazwa ta pochodzi od niewielkiego szczytu (skałka Jastrzębia Turnia) położonego na zachodnim zboczu Doliny nad Capkami, który jest poza postulowanym przez autorów zasięgiem występowania tejże jednostki.

Układ tektoniczny łusek, nie tylko w obrębie regli, ale i w całych Tatrach, wskazuje na występowanie dupleksów, o czym wspominała już Bac-Moszaszwili (1998), jak również stożków imbrykacyjnych (Mitra, 1986; McClay, 1992). Przemawia za tym izoklinalny charakter łusek, ich imbrykacyjne ułożenie, obecność powierzchni nasunięć z odkłucia, które przeważnie występują w obrębie miękkich łupków kampilu lub kajpru (ryc. 8A).

Powstawaniu tego typu struktur sprzyjał ogólny mechanizm kontrakcyjnej tektoniki naskórkowej (Boyer & Elliot, 1982; Mitra, 1986; Prokesova i in., 2012), który w skali regionalnej towarzyszył przemieszczeniom płaszczowin w późnej kredzie (Royden i in., 1982; Nemčok & Lexa, 1988; Häusler i in., 1993; Plešienka i in., 1997), niewykluczone, że przy współdziałaniu ześlizgów grawitacyjnych w końcowym etapie tektogenezy (Plešienka & Prokešova, 1996; Prokesova i in., 2012).

Dupleksy i stożki imbrykacyjne mogą wykazywać dużą zmienność strukturalną uwarunkowaną parametrami morfometrycznymi powierzchni odkłucia, wielkością przemieszczenia, jak i rangą nasunięć. Niemałą rolę odgrywała też litologia, która w Tatrach wykazuje duże zróżnicowanie, zarówno horyzontalne, jak i wertykalne (Jurewicz, 2006).

Tektogeneza łusek Suchego Wierchu, czy też Bobrowca (Bac-Moszaszwili, 1971, 1993), wiązała się z występowaniem zarówno spagowych, jak i stropowych powierzchni nasunięć, co jest charakterystyczne w procesie powstania struktur typu dupleksu. Wzdłuż tych ostatnich następowało względne przemieszczenie między łuskami obecnie wyżej zalegającymi (łuska Krokwi, łuska Grzeškówek), a tymi niżej ległymi (łuska Suchego Wierchu). Należy podkreślić, że powstające w ten sposób w warunkach ówczesnie panującej kontrakcji struktury mogły prawdopodobnie mieć charakter dupleksów o regularnej budowie (ryc. 8B), lecz zostały zaburzone i „zatarte” pod wpływem szeregu czynników, m.in. rozpuszczania pod ciśnieniem wapieni i dolomitów, co wiązało się z ubytkiem masy, a to z kolei zaburzało geometrię całej struktury (ryc. 8A) (Jurewicz & Słaby, 2004; Jurewicz, 2006, 2012; Prokesova i in., 2012).

Prawdopodobnie powierzchnie nasunięć podczas ruchów płaszczowinowych były nachylone ku południowi (Grabowski i in., 2009). Mogło również dochodzić do rotowania i zestromienia powierzchni ścięć wcześniej utworzonych łusek na skutek uwarunkowań geometrycznych poszczególnych elementów dupleksu (Mitra, 1986), gdy

odległości między powierzchniami ścięć były mniejsze niż długości ramp, wzdłuż których odbywa się transport tektoniczny. Przemieszczenia wzdłuż powierzchni ścięć mogły być również wsteczne (Bac-Moszaszwili, 1998), co wiązałoby się ze zróżnicowanym tempem przemieszczania poszczególnych łusek. Oczywiście obecnie nachylone ku północy powierzchnie graniczne łusek wiążą się w znacznym stopniu z rotacją masywu tatrzańskiego podczas jego wypiętrzania. Kąt neogeńskiej rotacji Tatr szacuje się na około 25° na podstawie upadu autochtonicznej pokrywy osadowej i leżącego niezgodnie na płaszczowinach eocenu oraz na podstawie przemieszczenia na uskoku podtatrzańskim (Piotrowski, 1978; Bac-Moszaszwili i in., 1984). Jurewicz (2000a, b) zwiększa ten kąt nawet do 40° na podstawie rekonstrukcji pól naprężeń oraz pomiarów rys ślizgowych w trzonie krystalicznym, pochodzących z etapu nasunięć płaszczowinowych.

## WNIOSKI

Zweryfikowano przynależność stratygraficzną utworów kajpru karpackiego, formacji tatrzańskiej i formacji z Kopieńca oraz ich zasięgi przestrzenne w obszarze górnej pasma płaszczowiny krizniańskiej między Doliną Bystrej a Doliną Strążyską, co skutkuje:

- wyodrębnieniem nowych, niewielkich rozmiarów łusek tektonicznych: Grzeškówek Dolnej, Grzeškówek Górnej, Kazalnicy w rejonie Doliny Spadowca oraz Żywczańskiego w Dolinie Ku Dziurze;
- poddaniem w wątpliwość występowania łuski Jastrzębiej Turni jako niezależnego elementu tektonicznego nad łuską Krokwi między Doliną Bystrej a Doliną Białego; utwory zaliczane do łuski Jastrzębiej Turni stanowią kontynuację utworów triasu środkowego łuski Krokwi;
- potwierdzeniem występowania na zachodnim zboczu Doliny Białego uskoku zrzutowo-przesuwczego, który ogranicza od wschodu łuskę Małej Świnicy, jak sugerowali już wcześniej Bac-Moszaszwili i Lefeld (1999);
- powiązaniem układu łusek ze strukturą i mechanizmem powstawania dupleksów.

Autorzy składają serdeczne podziękowania recenzentom Edycie Jurewicz i Alfredowi Uchmanowi za ogromną pomoc w przygotowaniu ostatecznej wersji pracy.

## LITERATURA

- ANDRUSOV D. 1936a – Subdivision des nappes subtatriques sur le versant nord de la Haut Tatra. Bull. Assoc. russe Rech. Scientf. Vol. 4 (9) Sect. math. Nat., 23: 125–134.
- ANDRUSOV A. 1936b – Subtatranské príkrovy Západních Karpat. Carpathica, Praha 1: 3–33
- ANDRUSOV D. 1959a – Prehľad stratigrafie a tektoniky druhoorného pásma masivu Vysokých Tatier na územi Slovenska (Stratigraphie und Tektonik der mesozoischen Zone des Massives der Hohen Tatra), Bratislava. Geol. Sborn., 10 (1) :97–131.
- ANDRUSOV A. 1959b – Geológia československých Karpát, II. Vydav. SAV, Bratislava: 1 – 375.
- BAC M. 1971 – Tektonika jednotki Bobrowca w Tatrach Zachodnich. Acta. Geol. Pol., 21(2): 279–317.
- BAC-MOSZASZWILI M. 1993 – Struktura zachodniego zakończenia masywu tatrzańskiego. Ann. Soc. Geol. Pol., 63: 167–193.
- BAC-MOSZASZWILI M. 1998 – Budowa geologiczna jednostek reglowych Tatr Zachodnich. Stud. Geol. Pol., 111: 113–136.

- BAC-MOSZASZWILI M. & RUDNICKI J. 1979 – O możliwościach hydrotermalnej genezy jaskini Dziura w Tatrach. *Kras i Speleologia*, 2 (11): 84–89.
- BAC-MOSZASZWILI M., BURCHART M., GŁAZEK J., IWANOW A., JAROSZEWSKI W., KOTAŃSKI Z., LEFELD J., MASTELLA L., OZIMKOWSKI W., RONIEWICZ P., SKUPIŃSKI A. & WESTWALEWICZ-MOGILSKA E. 1979 – Mapa geologiczna Tatr Polskich 1 : 30 000. Wyd. Geol., Warszawa.
- BAC-MOSZASZWILI M. & GAŚNIENICA-SZOSTAK M. 1990 – Tatry Polskie, przewodnik geologiczny dla turystów. Wyd. Geol. Warszawa, s. 159.
- BAC-MOSZASZWILI M., JAROSZEWSKI W. & PASSENDORFER E. 1984 – W sprawie tektoniki Czerwonych Wierchów i Giewontu w Tatrach. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 52: 67–88.
- BAC-MOSZASZWILI M. & LEFELD J. 1999 – Correlation of the Subtatric tectonic units south of Zakopane (Polish Tatra Mts.), *Studia Geol. Pol.*, 115: 131–138.
- BIRKENMAJER K. 1986 – Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Stud. Geol. Polon.*, 88: 7–32.
- BIRKENMAJER K. 1999 – Late Tertiary fault system of the Biała Woda Valley, Tatra Mountains, Carpathians. *Bull. of the Polish Acad. of Sciences: Earth. Sci.*, 47 (4): 239–246.
- BIRKENMAJER K. 2000a – Inferred fault pattern and reinterpretation of the Siroka Javorinska' Tectonic Depression, Eastern Tatra Mts, West Carpathians, Slovakia. *Studia Geol. Pol.*, 117: 37–48.
- BIRKENMAJER K. 2000b – Gosau-type conglomerate in the Rusinowa Polana area, Polish Tatra Mts: its relation to the lower subtatric nappe. *Bull. of the Polish Acad. of Sciences: Earth. Sci.*, 48 (1): 117–133.
- BIRKENMAJER K. 2012 – Geology of the Lower Subtatric Nappe, Kopy Sołtysie area, Eastern Tatra Mts (West Carpathians, Poland). *Studia Geol. Pol.*, 135: 55–116.
- BOYER S. & ELLIOTT D. 1982 – Thrust systems. *A.A.P.G. Bull.*, 66 (9): 1196–1230.
- BURCHART J. 1968 – Rubidium-strontium isochron ages of the crystalline core of the Tatra Mts., Poland. *Amer. J. Sc.*, 266: 895–907.
- BURCHART J. 1972 – Fission-track age determination of accessory apatite from the Tatra Mts., Poland. *Earth Planetary Sc. Lett.*, 15: 418–422.
- DOKTÓR S., DORNIC J., GRANICZNY M. & REICHWALDER P. – 1985 Structural elements of the Western Carpathians and their foredeep on the basis of satellite interpretation. *Proc. Reports, XII Congress CBGA*, 1: 178–181. *Geol. Inst. Kraków*.
- GAWĘDA A. 1995 – Geochemistry and Rb/Sr isochron age of pegmatites from the Western Tatra Mts. *Geol. Carpath.*, 46: 95–99.
- GAŹDZICKI A. 1974 – Rhaetian microfacies, stratigraphy and facies development in the Tatra Mts. *Acta Geol. Pol.*, 24 (1): 17–96.
- GAŹDZICKI A. 1975 – Lower Liassic "Gresten" Beds microfacies and foraminifers from the Tatra Mts. *Acta Geol. Pol.*, 25 (3): 385–398.
- GAŹDZICKI A. 1983 – Foraminifers and biostratigraphy of Upper Triassic and Lower Jurassic of the Slovakian and Polish Carpathians. *Palaeont. Pol.*, 44: 109–169.
- GAŹDZICKI A. & IWANOW A. 1976 – The diachronism of the Rhaetic and "Gresten" beds in the Tatra Mts. (Western Carpathians). *Bull. Acad. Pol. Sci.*, 24(1): 117–122.
- GAŹDZICKI A., MICHALÍK J., PLANDEROVA E. & SÝKORA M. 1979 – An Upper Triassic-Lower Jurassic sequence in the Krížna nappe (West Tatra Mountains, West Carpathians, Czechoslovakia). *Západné Karpaty, sér. geológia* 5: 119–148, *Geologický úst. D. Štúra, Bratislava*.
- GOETEL W. & SOKOŁOWSKI S. 1930 – Tektonika serii regłowej okolicy Zakopanego z „Mapą geol. pasa regłowego okolic Zakopanego”. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 6: 235–301.
- GRABOWSKI J., MICHALÍK J., SZANIAWSKI R. & GROTEK I. 2009 – Synthrusting remagnetization of the Krížna nappe: high resolution palaeo- and rock magnetic study in the Strážovce section, Strážovské vrchy Mts, Central West Carpathians (Slovakia). *Acta Geol. Pol.*, 59: 137–155.
- GUZIK K. 1963 – Budowa geologiczna południowych i zachodnich zboczy Małej Świnicy w regłach zakopiańskich. *Acta Geol. Pol.*, 13: 425–444.
- GUZIK K. & KOTAŃSKI Z. 1963 – Tektonika regli zakopiańskich. *Acta Geol. Pol.*, 13: 412–424.
- GUZIK K. & SOKOŁOWSKI S. (red.) 1958–1980 – Mapa geologiczna Tatr Polskich w skali 1 : 10 000 (14 arkuszy), Wyd. Geol., Warszawa.
- HÄUSLER H., PLAŠIENKA D., POLAK M. 1993 – Comparison of mesozoic succession of the Central Eastern Alps and the Central Western Carpathian. *Jb. Geol. B-A*, 138: 715–739.
- GUZIK K., GUZIK S., JACZYŃSKA W., SOKOŁOWSKI S. 1975 – Mapa geologiczna Tatr polskich w skali 1 : 10 000, arkusz Łysanki. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- IWANOW A. 1965 – Budowa geologiczna jednostki regłowej Suchego Wierchu między Doliną Bystrej a Doliną Małej Łąki w Tatrach. *Acta Geol. Pol.*, 15(3): 393–426.
- IWANOW A. & WIECZOREK J. 1987 – Problem najwyższych jednostek tektonicznych w Tatrach. *Prz. Geol.*, 35: 525–528.
- JACZYŃSKA W. & JACZYŃSKA W. 1963 – Budowa geologiczna południowo-wschodnich zboczy Łysanek w regłach zakopiańskich. *Acta Geol. Pol.*, 13: 445–466.
- JUREWICZ E. 2000a – Próba rekonstrukcji pola naprężeń z etapu fałdowań płaszczowinowych w Tatrach na podstawie analizy struktur ślizgowych w trzonie granitoidowym. *Prz. Geol.*, 48: 239–246.
- JUREWICZ E. 2000b – Próba korelacji wyników analizy strukturalnej trzonu granitoidowego Tatr Wysokich i jednostek płaszczowinowych. *Prz. Geol.*, 48: 1014–1018.
- JUREWICZ E. 2006 – Petrophysical control on the mode of shearing in sedimentary rocks and granitoid core of the Tatra Mts. during Late Cretaceous nappe-thrusting and folding, Carpathians, Poland. *Acta Geol. Pol.*, 57: 159–170.
- JUREWICZ E. 2012 – Procesy nasunięć płaszczowinowych w Tatrach. *Prz. Geol.*, 60 (8): 432–441
- JUREWICZ E. & SŁABY E. 2004 – The Zadnie Kamienne "ravenous" shear zone (High-Tatric nappe) – conditions of deformation. *Geol. Quart.*, 48: 371–382.
- KOTAŃSKI Z. 1963 – Stratygrafia i litologia triasu regli zakopiańskich. *Acta Geol. Pol.*, 13: 317–385.
- KOTAŃSKI Z. 1973 – Upper and Middle Subtatric nappe in the Tatra Mts. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Terre*, 21: 75–83.
- KOTAŃSKI Z. 1986a – Jeszcze raz o płaszczowinie strażowskiej w Tatrach – część I. *Prz. Geol.*, 33: 547–552.
- KOTAŃSKI Z. 1986b – Jeszcze raz o płaszczowinie strażowskiej w Tatrach – część II. *Prz. Geol.*, 34: 621–628.
- LEFELD J. 1974 – Middle-Upper Jurassic and Lower Cretaceous biostratigraphy and sedimentology of the sub-tatric Succession in the Tatra Mts. *Acta Geol. Pol.*, 24.
- LEFELD J. 1999 – Tectonics of the Subtatric Units, Eastern Tatra Mts. *Studia Geol. Pol.*, 115: 139–166.
- LEFELD J. (red.), GAŹDZICKI A., IWANOW A., KRAJEWSKI K. & WÓJCİK K. 1985 – Jurassic and Cretaceous Lithostratigraphic Units of the Tatra Mountains. *Stud. Geol. Pol.*, 84: 3–93.
- LIMANOWSKI M. 1912 – Tektonika Tatr. [W:] *Geografia fizyczna ziem polskich* [W:] *Encyk. Pol. Akad. Um, T1 Dz I–II*, s. 61–70.
- LUGEON M. 1903 – Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes. *Bull. Soc. voudise Sci. nat.*, 39: 1–146.
- NEMČOK M. & LEXA J. 1988 – Evolution of the basin and range structure around Ziar Mountain range. *Geol. Zbor. – Geol. Carp.*, 41: 229–258.
- NEMČOK J., BEZÁK, V., BÍELY A., GOREK A., GROSS P., HOLOUZKA J., JANAK M., KAHAN S., KOTAŃSKI Z., LEFELD J., MELLO J., REINCHWALDER P., RAČKOWSKI W., RONIEWICZ P., RYKA W., WIECZOREK J., ZELMAN J. 1994 – Geologická mapa Tatier 1: 50 000. *Geol. Ustav. D. Štúra, Bratislava*.
- MASTELLA L., OZIMKOWSKI W. & SZCZĘSNY R. 1988 – Tektonika północno-zachodniej części fliszu podhalańskiego. *Prz. Geol.*, 10: 566–572.
- MATĚJKA A. & ANDRUSOV D. 1930 – Kritická poznámka o subtranských příkrovach ve Vysokých Tátrach. *Věstn. Státn. Geol. Úst. ČSR. T 6, č. 4–6*: 176–181.
- McCLAY K.R. 1992 – Glossary of thrust tectonics terms, [W:] K.R. McClay (red.) *Thrust tectonics*: London, Chapman & Hall: 419–433.
- MICHALÍK J., JENDREJAKOVÁ O. & BORZA K. 1978 – Some new Foraminifera-species from the Fatra Formation (Uppermost Triassic) in the West Carpathians. *Geol. Zborn. SAV, Geol. Carp.*, 30: 45–60.
- MITRA S. 1986 – Duplex structures and imbricate trust systems: geometry, structural position, and hydrocarbon potential. *A.A.P.G. Bull.*, 70: 1087–1112.
- PASSENDORFER E. 1975 – Jak powstały Tatry? *Wyd. Geol.*, s. 308.
- PIOTROWSKA K., IWANOW A., GAŹDZICKA E., RAČKOWSKI W., BAC-MOSZASZWILI M., NEŚCIERUK, P., ZABIELSKI R. & KAMIŃSKI M. 2009 – Szczegółowa mapa geologiczna Tatr w skali 1 : 10 000, arkusz Zakopane Południe, Centr. Arch. Geol., PIG-PIB, Warszawa.

- PIOTROWSKI J. 1978 – Mesostructural analysis of the main tectonic units of the Tatra Mts. (in Polish, with English summary). *Studia Geol. Pol.*, 55: 1–80.
- PLEŠENKA D. & PROKEŠOVA R. 1996 – Towards an evolutionary tectonic model of the Křížna cover nappe (Western Carpathians, Slovakia), *Slovak Geol. Magaz.* (3–4): 279–286.
- PLEŠENKA D., GREČULA P., PUTIŠ M., KOVÁČ M., HOVORKA D. 1997 – Evolution and structure of the Western Carpathians: an overview. [W]: P. Grečula, D. Hovorka & M. Putiš (red.) *Geological evolution of the Western Carpathian. Mineralia Slovaca – Monograph*, Bratislava: 1–24.
- POLLER U., JANÁK M., KOHÚT M. & TODT W. 2000 – Early Variscan magmatism in the Western Carpathians: U-Pb zircon data from granitoids and orthogneisses of the Tatra Mountains (Slovakia). *Int. J. Earth Sci.*, 89: 336–349.
- PROKEŠOVA R., PLEŠENKA D. & MILOWSÝ R. 2012 – Structural pattern and emplacement mechanisms of the Křížna cover nappe (Central Western Carpathians). *Geol. Carpath.*, 63(1): 13–32.
- RABOWSKI F. 1925 – Budowa Tatr. Budowa pasma wierchowego. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 6. Kraków.
- RABOWSKI F. & GOETEL W. 1924 – O budowie pasma reglowego w Tatrach. (La structure de la zone subtatrique). *Posiedz. PIG*, 8: 7–8.
- RATSCHBACHER, L., MERLE O., DAVY P., AND COBBOLD P. 1991 – Lateral extrusion in the eastern Alps, Part 1: Boundary conditions and experiments scaled for gravity. *Tectonics*, 10: 245–256.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH W. AND LINZER G-H. 1991 – Lateral extrusion in the eastern Alps, Part 2: Structural analysis, *Tectonics*, 10: 257–271.
- RONIEWICZ P. 1969 – Sedymentacja eocenu numulitowego Tatr. *Acta Geol. Pol.*, 19 (3): 503–608.
- ROYDEN L. H. HORVATH F., BURCHFIELD B. C. 1982 – Transform faulting, extension and subduction in the Carpathian Pannonian region. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93: 717–725.
- SOKOŁOWSKI S. 1961 – Uwagi o wynikach nowych badań nad tektoniką Tatr (Remarks of the New researches on the tectonic in the Tatra Mts.), *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 30: 389–412.
- SOKOŁOWSKI S. 1969 – Uwagi o nowych wynikach nad tektoniką Tatr. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 30 (4): 389–412.
- SPERNER B., RATSCHBACHER L. & NEMČOK M. 2002 – Interplay between subduction retreat and lateral extrusion: Tectonics of the Western Carpathians, *Tectonics*, 21: 1–24.
- UHLIG V. 1897 – Geologie des Tatrgebirges I Th. Einleitung und Stratigraphischer Theil. *Denkschr. Akad. Wiss. math. nat. Kl.*, 64: 643–684.
- UHLIG V. 1900 – Die Geologie des Tatrgebirges. II. Th. Tektonik des Tatrgebirges. III Th. Geologisches Gesicht des Tatrgebirges. IV Th. Beiträge zur Oberflächengeologie. *Denkschr. Akad. Wiss., math. nat. Kl.*, 68: 43–140.
- UHLIG V. 1911 – Tatr. Mapa geologiczna z objaśnieniami polsko-niemieckimi 1 : 75 000. *Nakł. Pol. Akad. Um., wyd. Mil. geogr. Inst., Wiedeń.*

Praca wpłynęła do redakcji: 26.02.2013 r.  
Akceptowano do druku: 28.10.2013 r.