



## **III Warsztaty Geomorfologii Strukturalnej**

**Strukturalne i litofacjalne uwarunkowania rozwoju rzeźby  
polskich Karpat zewnętrznych**

**Beskid Niski – Beskid Sądecki – Babia Góra,**

**Dukla – Piwniczna – Zawoja, 25-28 września 2012 r.**





## **Organizatorzy:**

Sekcja Geomorfologii Strukturalnej Stowarzyszenia Geomorfologów Polskich  
Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich  
Instytut Ochrony Przyrody PAN

## **Komitet organizacyjny:**

Leszek Jankowski  
Włodzimierz Margielewski  
Magdalena Ratajczak-Szczerba  
Jan Urban

ISBN 978-83-61191-64-3

## **Redakcja techniczna:**

Tymoteusz Karcz i Krzysztof Buczek  
(Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Instytut Ochrony Przyrody PAN)

Kraków 2012



## Spis treści

Wprowadzenie .....	5
Program Warsztatów .....	6

### Referaty wprowadzające

Leszek Jankowski, Włodzimierz Margielewski <b>Rozwój rzeźby Karpat zewnętrznych w aspekcie ewolucji basenowo-tektonicznej basenu Karpackiego</b> .....	11
Marta Rauch <b>Jaki byłby krajobraz polskich Karpat zewnętrznych bez denudacji w świetle wyników modelowania analogowego oligoceńsko-miocenńskiej ewolucji geodynamicznej tego orogenu</b> .....	20
Leszek Starkel <b>Czwartorzędowe przekształcenia poziomów denudacyjnych w Karpatach fliszowych</b> .....	24
Jaromir Probulski. <b>Identyfikacja procesów geologicznych w badaniach geofizycznych na obszarze Karpat</b> .....	25
Adam Łajczak <b>Rzeźba strukturalna masywu Babiej Góry</b> .....	26
Witold Zuchewicz <b>Powierzchnie zrównań w Karpatach – mit czy rzeczywistość</b> .....	27

### Przewodnik do wycieczek terenowych

<b>Wtorek 25.09.2012</b> Beskid Wyspowy .....	34
<b>Dzień pierwszy – środa 26.09.2012</b> Beskid Sądecki i Beskid Niski .....	38
<b>Dzień drugi – czwartek 27.09.2012</b> Beskid Sądecki i Kotlina Sądecka .....	50
<b>Dzień trzeci – piątek 28.09.2012</b> Kotlina Orawska i Babia Góra .....	71

## Streszczenia posterów

Piotr Demczuk, Tymoteusz Zydrón <b>Geotechniczne podstawy oceny stateczności pokryw stokowych na przykładzie zboczy Pogórza Wiśnickiego</b> .....	81
Paweł Franczak <b>Jaskinie Pasma Babiogórskiego – ich rozmieszczenie i zróżnicowanie genetyczno-morfologiczne</b> .....	82
Justyna Kowal-Kasprzyk <b>Związki morfologicznego ukształtowania terenu z budową geologiczną w zachodniej części okna tektonicznego Klęczan-Limanowej (Karpaty zewnętrzne)</b> .....	84
Paweł Krzaklewski <b>Poznanie przyczyn zróżnicowania litofacjalnego teras holocenijskich Czarnej Orawy</b> .....	85
Ewa Lubera <b>Wietrzenie mrozowe i odpadanie materiału ze ścian skalnych w Dolinie Chochołowskiej</b> .....	86
Łukasz Musielok, Agnieszka Lisowska, Andrzej Kacprzak <b>Ruchy masowe jako czynnik warunkujący zróżnicowanie właściwości gleb w Górach Suchych (Sudety Środkowe)</b> .....	87
Wojciech Ozimkowski <b>Wpływ skali obrazu satelitarnego na wyniki jego geologicznej interpretacji</b> .....	89
Wojciech Ozimkowski <b>Czytelność fotointerpretacyjna uskoku Popradu</b> .....	90
Marta Rauch <b>Tektoniczne aspekty budowy geologicznej polskich Karpat zewnętrznych jako czynnik mający istotny udział w kształtowaniu się obecnego krajobrazu Karpat</b> .....	92
Grzegorz Wierzbicki <b>Strukturalne i litofacjalne uwarunkowania wykształcenia koryt potoków Karpat Wschodnich</b> .....	95

**III edycja Warsztatów Geomorfologii Strukturalnej** pod auspicjami Komisji Geomorfologii Strukturalnej Stowarzyszenia Geomorfologów Polskich została zorganizowana w zachodniej i środkowej części Karpat zewnętrznych, zaś jej motywem przewodnim są **strukturalne i litofacjalne uwarunkowania rozwoju rzeźby polskich Karpat zewnętrznych, na przykładach Beskidu Niskiego, Beskidu Sądeckiego i Babiej Góry**. Celem warsztatów jest prezentacja nowych koncepcji dotyczących roli budowy geologicznej (w tym szczególnie struktur) w rozwoju rzeźby, ze szczególnym uwzględnieniem elementów dotychczas nie branych pod uwagę w analizach morfostrukturalnych: grawitacyjnego umiejscawiania poszczególnych segmentów górotworu Karpat, kompleksów chaotycznych powszechnie tu występujących oraz tektoniki dysjunktywnej, w tym szczególnie asocjacji zróżnicowanych typologicznie i wiekowo uskoków reaktywowanych w kilku etapach tektogenezy Karpat zewnętrznych. Podstawą wnioskowania są wyniki badań uzyskane przez pierwszego z autorów w trakcie długoletniego szczegółowego kartowania geologicznego różnych części Karpat zewnętrznych dla potrzeb sporządzania poszczególnych arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, jak również wyniki badań nad strukturalnymi uwarunkowaniami rozwoju i datowaniami procesów morfotwórczych implikujących rozwój rzeźby, prowadzonych przez pozostałą dwójkę autorów. Ze względu na charakter profesji uprawianej przez prowadzących warsztaty, będzie to więc spojrzenie na rozwój rzeźby „oczami geologów”.

## **Program Warsztatów**

**Wtorek 25.09.2012**

10.00-13.00: **sesja referatowo-posterowa** w sali konferencyjnej Instytutu Ochrony Przyrody PAN, Kraków, Al. A. Mickiewicza 33.

**Referaty wprowadzające** (20 min: 10.00-11.40):

1. Leszek Jankowski, Włodzimierz Margielewski. *Rozwój rzeźby Karpat zewnętrznych, w aspekcie ewolucji basenowo-tektonicznej górotworu karpackiego.*
2. Marta Rauch. *Jaki byłby krajobraz polskich Karpat zewnętrznych bez denudacji, w świetle wyników modelowania analogowego oligoceńsko-miocenńskiej ewolucji geodynamicznej tego orogenu.*
3. Leszek Starkel: *Czwartorzędowe przekształcenia poziomów denudacyjnych w Karpatach fliszowych.*
4. Jaromir Probulski. *Identyfikacja procesów geologicznych w badaniach geofizycznych na obszarze Karpat.*
5. Adam Łajczak: *Rzeźba strukturalna masywu Babiej Góry*

11.40-12.00: przerwa kawowa

**Referat wprowadzający do wycieczek terenowych:** (15 min.: 12.00-12.15):

Leszek Jankowski, Włodzimierz Margielewski, Jan Urban

12.15-13.00: **prezentacja posterów Uczestników Warsztatów**

13.00-13.30: posiłek (w żadnej mierze nie będzie przeszkadzał w kontynuacji dyskusji o posterach)

## **Wycieczki terenowe**

**Wtorek 25.09.2012**

14.00-20.00: Kraków – Wieliczka – Łapanów – Trzciana – Skrzydlna – Limanowa – Stary Sącz – Piwniczna

Po drodze przykłady zróżnicowanych elementów rzeźby Karpat: piętro pogórzy (Pogórze Wielickie), Beskidy (Beskid Wyspowy) – brzeźna część płaszczowiny magurskiej umiejscowiona grawitacyjnie.

20.00-21.00: obiadokolacja

Nocleg w Piwnicznej, w Domu Wczasowym „Stefanka”.



## **Środa 26.09.2012**

8.00-9.00: śniadanie

9.15-18.00: Piwniczna – Krzyżówka – Grybów – Folusz – Dukla – Cergowa

Strukturalne uwarunkowania rozwoju rzeźby, w aspekcie nowego spojrzenia na budowę geologiczną Beskidu Niskiego. Geologiczne aspekty elewowania masywu Góry Cergowej. Rola *slumpingu* w umiejscowieniu poszczególnych masywów górskich w strukturach górotworu. Uskoki rejonu Lipowicy.

Osuwisko w Lipowicy na Kilanowej Górze: jaskinie osuwiskowe (typu *crevice*) z datowanymi naciekami węglanowymi; osuwisko „od środka” – możliwość zwiedzania Jaskini Słowińskiej-Drwali. Jaskinia jest łatwa do zwiedzania i posiada obszerne korytarze (jedyną trudność dla niewprawnych zwiedzających może stanowić wejście do jaskini po drabince sznurowej ok. 4 m). Alternatywnie, dla osób mniej wprawionych w penetracji jaskiń – zwiedzanie jaskini Studnia Lotników oraz osuwiska lipowickiego. Osoby planujące wejście do jaskini proszone są o zaopatrzenie się w „odzież roboczą” na zmianę, źródło światła i kask (lub grubą czapkę).

18.00-19.30: powrót do Piwnicznej.

20.00: kolacja

21.00: ognisko

## **Czwartek 27.09.2012**

8.00-9.00: śniadanie

9.15-18.00: Piwniczna – Rytro – Stary Sącz

Uskok Popradu i jego znaczenie geologiczne i geomorfologiczne w rozwoju Beskidu Sądeckiego. Przejazd od Nowego Sącza, następnie wzdłuż Kamienicy Nawojowskiej w kierunku Łabowej. Kompleksy chaotyczne północnego skłonu pasma Jaworzyny Krynickiej, w dolinie Kamienicy Nawojowskiej. Geomorfologiczne aspekty elewowania pasma Jaworzyny Krynickiej i umiejscowienie płaszczowiny magurskiej w strukturze górotworu Karpat. Przejazd do Barnowca.

Barnowiec: Formy osuwiskowe pasma Jaworzyny Krynickiej, strukturalne uwarunkowania ich rozwoju i wpływ na przekształcanie rzeźby pasma.

Wycieczki (do wyboru):

Wycieczka nr 1: formy osuwiskowe kształtujące lej źródłowy Potoku Barnowskiego (pieszo około 2,5 godziny): zespół osuwisk Wierch nad Kamieniem z Jaskinią Niedźwiedzią powstałą na uskoku prawoprzesuwczym – Hala Barnowska (powierzchnia strukturalna) – rowy rozpadlinowe w rezerwacie „Barnowiec” (część wspólna dla obydwu wycieczek) – osuwisko w rezerwacie „Barnowiec” ze skalistą skarpą główną – powrót do autobusu. Później przejazd autobusem do Nowego Sącza: Kotlina Sądecka – nowe spojrzenie na jej genezę – przejazd do Łomnicy.

Wycieczka nr 2: Formy osuwiskowe pasma Jaworzyny Krynickiej (pieszo około 4,5 godziny): Wierch nad Kamieniem – Hala Barnowska – rowy rozpadlinowe w rezerwacie Barnowiec (część wspólna dla obydwu wycieczek) – Hala Pisana – Gaworzyna (podwójny grzbiet) – Zadnie Góry (podwójny grzbiet) – powrót przez Halę Pisaną do Jesionowej (zespół osuwisk Jesionowej datowanych radiowęglowo) – potok Łomnicka – przejście/przejazd do Łomnicy (łączenie obydwu wycieczek).

Wycieczka wspólna dla obydwu grup: budowa geologiczna okolic Łomnicy i jej implikacje morfotwórcze.

18.00-18.30: Powrót do Piwnicznej.

19.00- ∞: uroczysta kolacja

### **Piątek 28.09.2012**

8.00-9.00: śniadanie

9.15-17.00: Piwniczna – Stary Sącz – Jazowsko – Krościenko (wzdłuż pienińskiego pasa skałkowego) – Nowy Targ – Zubrzyca Górna – Lipnica Górna.

Geologiczne (tektoniczne) aspekty elewowania masywu Babiej Góry (trasa wycieczki terenowej: Zubrzyca Górna – Lipnica Wielka – Zawoja i okolice).

17.00-18.00: obiadokolacja w Zawoi.

18.00-20.00: przejazd do Krakowa.

# **Referaty wprowadzające**



# Rozwój rzeźby Karpat zewnętrznych w aspekcie ewolucji basenowo-tektonicznej górotworu karpackiego

Leszek Jankowski<sup>1</sup>, Włodzimierz Margielewski<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków,  
e-mail: leszek-jankowski@wp.pl

<sup>2</sup>Institut Ochrony Przyrody PAN, al. A. Mickiewicza 33, 31-120 Kraków,  
e-mail: margielewski@iop.krakow.pl

„Geologia jest kośćcem – rzeźba to tylko skóra”

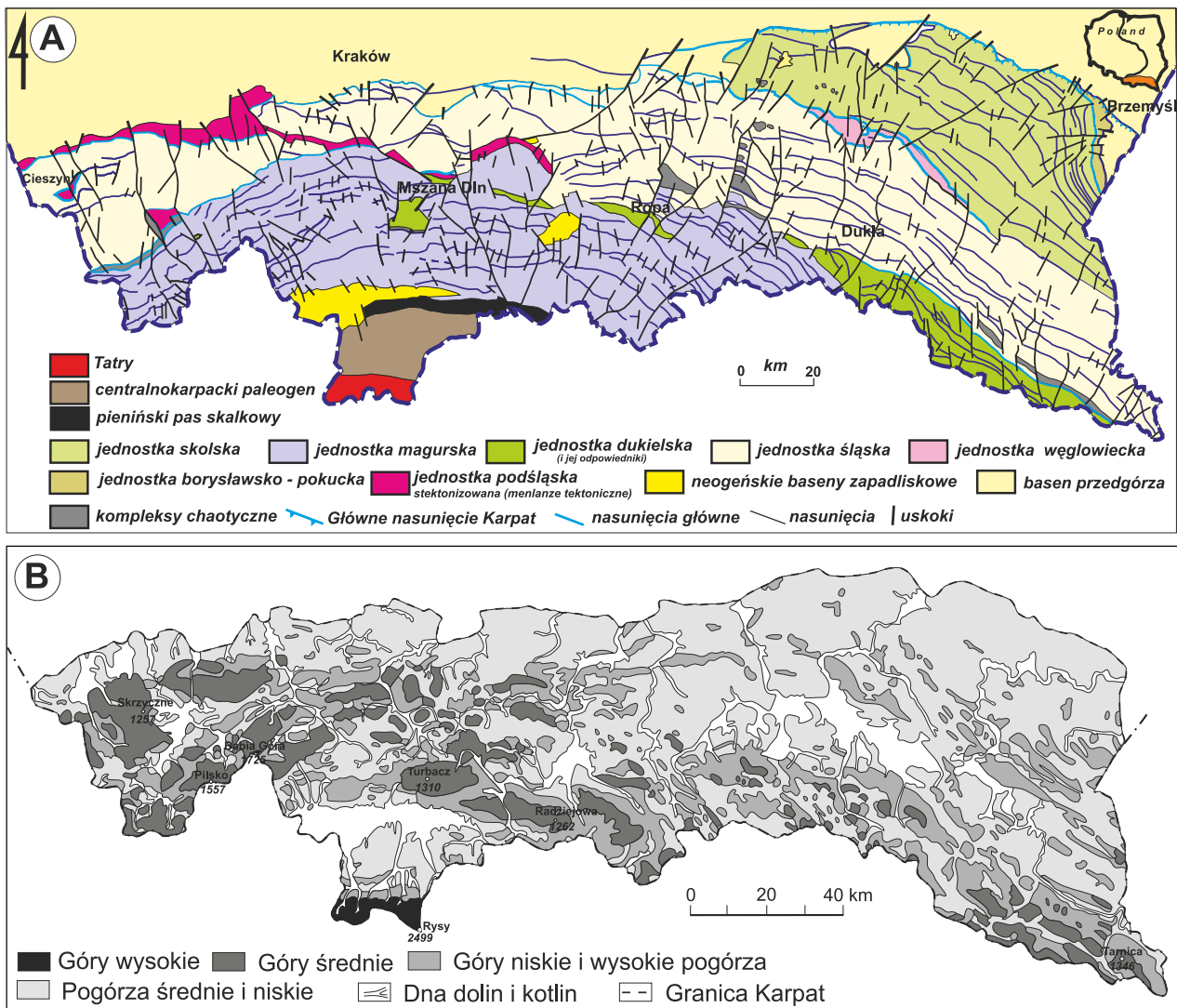
(Kazimierz Żyto, Państwowy Instytut Geologiczny, Kraków)

Charakter rzeźby Karpat zewnętrznych tłumaczono dotychczas głównie zróżnicowaną odpornością kompleksów skalnych na procesy denudacyjne, stylem tektoniki (przebieg fałdów, nasunięć i stref uskokowych), jak też aktywnością neotektoniczną Karpat (Starkel, 1969; 1972; Baumgart-Kotarba, 1974; Zuchiewicz, 1995; 2010). Z silnym zróżnicowaniem odporności skał podłoża, jak też młodymi ruchami wypiętrzającymi wiązano ukształtowanie piętra pogórzy i wyniesionego w stosunku do nich piętra Beskidów (Ryc. 1, 2) (Starkel, 1972; 2005). Z kolei etapowe zrównywanie (peneplenizacja) rzeźby Karpat zachodzące pomiędzy etapami nasilenia faz górotwórczych orogenezy alpejskiej, miało jakoby powodować powstawanie powierzchni częściowego zrównania (beskidzkiej, śródgórskiej, pogórskiej i dolinnej), zachowanych na różnych poziomach grzbietowych (Sawicki, 1909; Starkel, 1988; Baumgart-Kotarba i in., 1976; Henkiel, 1977-78; Zuchiewicz, 1984; 1995).

Zróżnicowania rzeźby Karpat, szczególnie w relacjach: piętro pogórzy - piętro Beskidów, nie można jednak tłumaczyć jedynie różnicami odporności skał podłoża. Skały o podobnej odporności (warstwy godulskie, czy istebniańskie) płaszczowiny śląskiej, budują bowiem zarówno wyniesione partie Beskidu Śląskiego w obrębie piętra beskidzkiego (z kulminacjami Malinowa, Skrzycznego, Klimczoka), jak również pas niskich wzniesień w strefie pogórzy: m. in. Jaroszwicka Góra koło Wadowic, czy Pańska Góra koło Andrychowa. Również w piętrze beskidzkim polskiej części Karpat, zaskanawiające jest, z geologicznego punktu widzenia, zróżnicowanie wysokościowe pasm górskich, związane z elewaniem zachodniej i wschodniej części Beskidów (Beskid Śląski, Żywiecki i Sądecki na zachodzie i Bieszczady Wysokie na wschodzie), przy obniżeniu ich centralnych partii – Beskidu Niskiego – utworzonego wszak z odpornych warstw magurskich (Ryc. 1, 2A-B). Trudno jest także wyłącznie czynnikami „odpornościowymi” tłumaczyć silnie elewowane partie Babiej Góry, czy góry Cergowej.



Ryc. 1. Podział Karpat na jednostki geomorfologiczne (wg Kondracki, 2000).



Ryc. 2. Polski segment Karpat: A – mapa geologiczna Karpat wg Jankowskiego (2004); B – typy rzeźby Karpat (wg Starkel, 1972).

Nowsze badania budowy geologicznej Karpat oparte o szczegółowe kartowanie geologiczne (w ramach opracowania karpaccich arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski), wskazują na udział zróżnicowanych czynników morfotwórczych w rozwoju rzeźby, związanych ze skomplikowaną historią tworzenia górotworu. Ważne znaczenie dla charakteru rozwoju rzeźby Karpat zewnętrznych mogą mieć bowiem zarówno wtórne (poza etapem kompresji) etapy deformacji tektonicznych, jak też procesy geologiczne zachodzące znacznie wcześniej – już na etapie tektoniczno-basenowym związanym z zamykaniem basenu sedymentacyjnego Karpat.

Zróżnicowanie odporności poszczególnych ogniw skalnych na procesy denudacyjne ma zasadnicze znaczenie dla rozwoju rzeźby Karpat, jednakże nie zawsze jest to czynnik decydujący. Często bowiem o charakterze rzeźby decyduje nakładanie się różnych czynników geologicznych w czasie. I tak, np. polska część jednostki skolskiej

(Pogórze Dynowskie – Ryc. 1) składająca się z tych samych serii skalnych co ukraińskie Karpaty Skolskie, jest stosunkowo niska (ok. 400-500 m n.p.m.), zaś w rejonie Karpat ukraińskich, te same formacje skalne tworzą elewacje o wysokości sięgającej ponad 1700 m n.p.m. (Doboszanka; Izrowiec). Stosunkowo duże wysokości bezwzględne Karpat Skolskich na obszarze Ukrainy mają tu związek z tektoniką, nie zaś z większą odpornością skał na denudację.

### Etapy rozwoju tektoniczno-basenowego Karpat i etapy tektogenezy

**Odziedziczenie struktur.** Rozwój rzeźby jest procesem bardziej złożonym, niż wynikało to z dotychczasowych badań. Pewne założenia rzeźby wynikają już z rozwoju basenowego. Istotną kwestią w rozwoju rzeźby jest także odziedziczenie struktur w kolejnych etapach rozwoju zarówno basenowego, jak też późniejszej tektogenezy. Szczególne znaczenie morfotwórcze odgrywają, niedoceniane

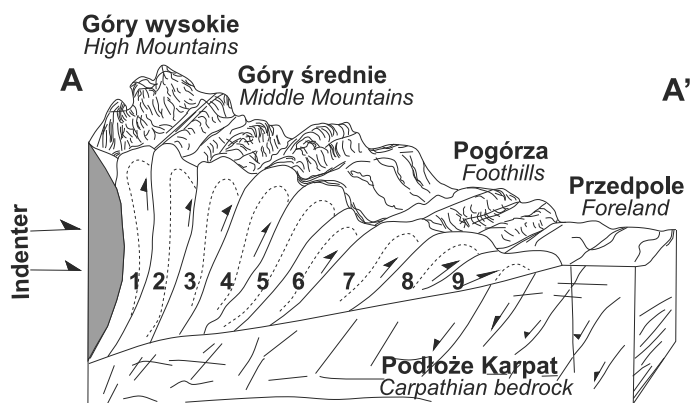
dotychczas w analizach morfostrukturalnych, kompleksy chaotyczne – melanże tektoniczne związane z różnymi etapami tektogenezy, jak też różnowiekowe asocjacje uskoku, tworzone zarówno w trakcie etapu kompresyjnego, jak też ekstensyjnego formowania górotworu Karpat.

**Etap basenowy.** Generalnie istotna kwestia morfotwórcza etapu basenowego, jest związana ze zróżnicowaniem odpornościowym utworów depozycyjnych w jego obrębie. W procesie inwersji (przechodzenie od etapu ekstensji do etapu kompresyjnego), skracania basenów i ich zamykania, były formowane potężne kompleksy chaotyczne typu *slide* (zwarłe przemieszczenia), *slump* (przemieszczenia rozfragmentowane) i olistostromy (wielokrotne przemieszczenia grawitacyjne głównie typu *derbis flow*, u podnóża aktywnych skłonów basenów resztkowych Karpat – np. basenu menilitowo-krośnieńskiego) (Jankowski, 2007; Jankowski i in., 2012). Pozostałością po tym etapie są rozległe obszary uformowane w obrębie tzw. kompleksów chaotycznych, mających istotne znaczenie morfotwórcze.

**Etap kompresji.** Etap kompresji przyczynił się do uformowania głównych zarysów geometrii górotworu Karpat. Sam proces polegał na dołączaniu („doklejaniu”) do formującego się górotworu, coraz to nowych elementów tektonicznych odkłutych na przedpolu nasuwającego się górotworu (zobacz Davies i in., 1983; Dahlen, 1990; Mulugeta i Koyi, 1992). W przypadku Karpat nasuwających się generalnie ku północy, coraz młodsze elementy facjalne zaangażowane w proces formowania górotworu, były konsekwentnie (ang. *in sequence*) dołączane (doklejane) ku północy (Ryc. 3). Najwyższą pozycję strukturalną, a jednocześnie morfologiczną w tak formującym się górotworze, zajmowały elementy tektoniczne powstałe w najwcześniejszym stadium rozwoju tektonicznego, a więc jednostki: magurska, dukielska, na zachodzie południowa część jednostki śląskiej, a na wschodzie, w obrębie Karpat Ukraińskich – jednostki grupy czarnohorskiej. Natomiast najniższą pozycję topograficzną zajmowały elementy „doklejone” najpóźniej: w tym przypadku jednostka skolska i borysławsko-pokucka i tzw. miocen allochtoniczny (w Karpatach ukraińskich jest podobnie, lecz generalnie wysokości bezwzględne są tam o wiele wyższe niż w polskiej części Karpat, co wynika z wyższych kątów ułożenia elementów tektonicznych). Ma to oczywiście odzwierciedlenie w topografii górotworu i piętrowości jego rzeźby: od pasma gór wysokich na południu, poprzez pasma pogórzy, aż do

zapadliska przedkarpackiego (Ryc. 1). Ten model formowania górotworu jednoznacznie tłumaczy strefowość rzeźby Karpat, z wysoko wyniesionych pasem Beskidów i obniżonym pasem pogórzy na ich przedpolu, przy zbliżonej odporności tworzących je formacji skalnych (Ryc. 2, 3). Tak więc o wysokości (elewacji) górotworu decyduje jego pozycja strukturalna, a nie charakter litologiczny skał. Istotne znaczenie w procesie formowania orogenu nasuwczego mają także wtórne ścięcia (nasunięcia) związane z procesem utrzymywania stałego kąta krytycznego klina tegoż orogenu, wynikającego z mechaniki górotworu (zobacz Davies i in., 1983; Dallen, 1990). Ścięcia te, nazywane pozasekwencyjnymi (ang. *out-of-sequence*) odgrywają istotną rolę zarówno dla geometrii formowanego górotworu, jak też istotną rolę morfotwórczą. Są one bowiem reaktywowane w dalszych etapach deformacji tektonicznej jako uskoki przesuwcze, z wykształconą przy nich całą asocjacją struktur stowarzyszonych z tymi uskokami (zobacz Dadlez i Jaroszewski, 1994) oraz (na etapie kolapsu górotworu) jako uskoki normalne.

Z etapem kompresji mogło być także związane zróżnicowanie szerokości pasa pogórzy karpaccich (Ryc. 1; 2A-B). Wąski pas Pogórza Śląskiego (głównie północna część jednostki śląskiej) mógł być efektem tzw. „ucieczki tektonicznej” towarzyszącej przemieszczeniu pasa fałdowego ku wschodowi (Decker i Perresson, 1998). Z kolei szeroki pas pogórzy Strzyżowskiego i Dynowskiego utworzonych w jednostce śląskiej, podśląskiej i (zwłaszcza) skolskiej, był efektem klasycznie budowanej przyzmy akrecyjnej (z doklejaniem „kompletu” jednostek tektonicznych) wzdłuż głównej osi transportu tektonicznego (zob. Ryc. 3).

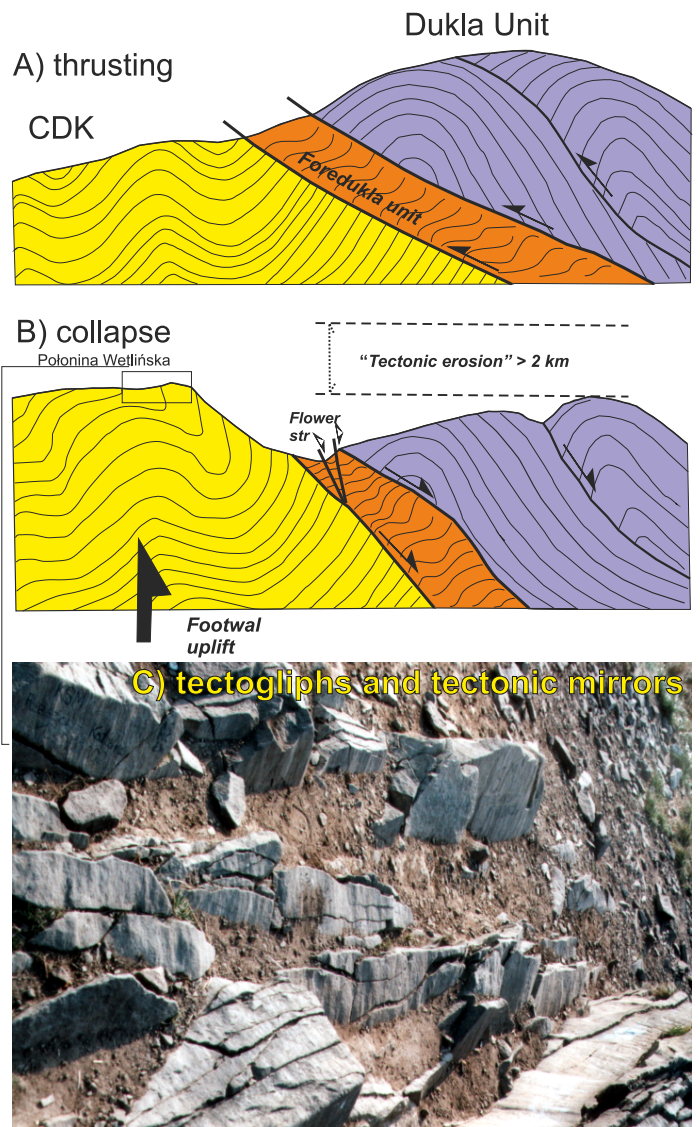


**Ryc. 3.** Model (przewyższony) rozwoju przyzmy akrecyjnej wyjaśniający piętrowość rzeźby Karpat. Cyfry 1-9 wskazują na kolejność dołączania poszczególnych elementów tektonicznych.

**Etap ekstensyjnego rozpadu górotworu – kolaps grawitacyjny.** Szczególne znaczenie dla rzeźby Karpat zewnętrznych miał ostatni etap ich rozwoju tektonicznego – proces kolapsu górotworu i powstanie w jego wyniku uskoku normalnych, które w znacznej mierze wykorzystywały (wskutek reaktywacji – w kierunku przeciwnym do nasuwczego) pierwotne powierzchnie nasunięć, cofając niejako proces skracania i proces nasuwczy. Spowodował on m.in. różnicowanie morfologiczne Bieszczadów poprzez cofnięcie jednostki dukielskiej nasuniętej pierwotnie na tzw. Centralną Depresję Karpacką (Mazzoli i in., 2010). Cofnięcie nasuniętego elementu dukielskiego spowodowało odsłonięcie pasa Połonin utworzonych w utworach jednostki śląskiej (Ryc. 4). Z kolei w obrębie strefy melanżu powstałej w wyniku reaktywacji (cofnięcia) pierwotnej powierzchni nasuwczej, utworzyło się współcześnie obniżenie morfologiczne występujące między pasem Połonin a pasmem Działu i Wielkiej i Małej Rawki. Erodowana strefa melanżu tektonicznego wykorzystywana jest tu przez rzeki: Wetlinkę i Prowcę. Tego typu regresja nasuwcza tłumaczy dość istotną kwestię przyjmowanego dotychczas rzekomego ogromnego „zdarcia erozyjnego” powierzchni Karpat szacowanego nawet na kilka kilometrów (zobacz Kovač i in., 1994), przy ewidentnym braku utworów erozyjnych w kotlinach karpackich i na przedpolu Karpat, korelatnych z tym etapem rzekomej erozji. Przyczyną takiego stanu rzeczy nie jest więc erozja, a prosty mechanizm tektoniki ekstensyjnej (kolaps).

Oprócz różnego rodzaju elewacji, także rozwój zapadlisk śródgórskich (Kotlina Sądecka, tzw. miocen Iwkowej, Kotlina Orawsko-Nowotarska) był wynikiem rozpadu górotworu w efekcie kolapsu. Dobrym przykładem jest Kotlina Sądecka – zapadlisko śródgórskie obramowane uskokami normalnymi, które wskazują, że nie było ono związane z basenem resztkowym Karpat, ale jest wtórnie rozwiniętym zapadliskiem powstałym w efekcie kolapsu grawitacyjnego. Powstanie przestrzeni akomodacyjnych wskutek formowania tego typu zapadlisk powodowało reaktywację stref uskokowych. Doskonałym tego przykładem jest melanż tektoniczny wykorzystywany współcześnie przez dolinę Kamienicy Nawojowskiej, jak też uskoku Popradu: początkowo prawoprzesuwczy, związany z etapem nasuwczym Karpat, został reaktywowany jako uskoku normalny (grawitacyjny) w efekcie uformowania zapadliska sądeckiego.

Powstanie tego typu zapadlisk implikowało intensyfikację kolapsów grawitacyjnych w ich



Ryc. 4. Schemat kolapsu grawitacyjnego obrazujący odsłonięcie pasa Połonin w Bieszczadach wskutek cofnięcia elementu dukielskiego (A-B). Poniżej (C) – rysy ślizgowe i lustra tektoniczne będące efektem przemieszczeń towarzyszących kolapsowi, zachowane na powierzchniach ławic piaskowca otryckiego (szczyt Smereka, Bieszczady) (fot. W. Margielewski).

otoczeniu, powodujące częściowe zasypywanie ich brzeżnych partii ześlizgami grawitacyjnymi. Zjawisko to jest dobrze widoczne choćby w północnej części Zapadliska Orawskiego w strefie jego kontaktu z masywem Babiogórskim. Szczegółowe prace kartograficzne prowadzone przez pierwszego z autorów w obrębie dolin potoków: Lipniczanki, Lipnickiego, Jabłonki, wskazują na występowanie w ich obrębie licznych odsłoneń kompleksów chaotycznych utworzonych z warstw magurskich i belowskich, często wymieszanych z osadami zapadliska. Zasięg wychodni tych utworów w kierunku północnym, znacznie przekracza (niekiedy o kilka kilometrów) stawianą tu granicę pomiędzy



utworami Zapadliska Orawskiego i warstwami magurskimi budującymi masyw Babiej Góry (Książkiewicz 1971, Pomianowski 2003). Analiza rzeźby wskazuje tu, że rozległe wypłaszczenia sięgające podnóża masywu babiogórskiego, nie mogły powstać w obrębie warstw magurskich, a w mniej odpornych kompleksach chaotycznych zrzuconych do zapadliska.



Ryc. 5. Melanż tektoniczny w Lipnicy Małej (fot. L. Jankowski).

**Nasunięcia i dyslokacje.** Proces kompresji stowarzyszony był z współwystępującą z nim, w brzegowych częściach budowanego górotworu, radialną ekstensją – co doprowadziło do powstania stref uskokowych prostopadłych do kierunku rozciągłości głównych elementów tektonicznych, a równoległych do kierunku transportu tektonicznego. Strefy te reaktywowane w kilku procesach tektonicznych, wykorzystywane są obecnie w znacznej mierze przez główne rzeki Karpat – rozwój sieci dolinnej nastąpił bowiem już w pliocenie (Zuchiewicz, 1987; 2010). Transport tektoniczny górotworu doprowadził do zderzenia i reakcji z istniejącymi przedkarpaccimi strukturami podłoża (masyw Małopolski?), co wskutek tzw. procesu skośnej kolizji doprowadziło do reaktywacji powierzchni karpaccich nasunięć (o północnej wergencji) jako uskoki przesuwcze. Zwykle uskoki przesuwcze charakteryzują się asocjacją towarzyszących im charakterystycznych struktur tektonicznych; typu np. struktur kwiatowych (ang. *flower structures*) bądź też naprzemiennie wyniesionych

i obniżonych obszarów rozciągniętych wzdłuż stref tektonicznych (zobacz Dadlez i Jaroszewski, 1994). Powstałe wówczas struktury mają ewidentne odzwierciedlenie w rzeźbie Karpat. Taki układ morfologiczny związany z występowaniem na przemian elewowanych i obniżanych stref, jest widoczny w kilku rejonach Bieszczadów. Wzdłuż strefy uskoku przesuwczego (na linii Ustrzyki Górne –

Wetlina Kalnica – Jabłonki – Bystre), charakteryzującej się wykształceniem melanżu tektonicznego, powstały na przemianległe strefy obniżenia i wyniesienia, m.in. rejon gór: Ryczywołu, Łopiennika i szereg wzgórz w strefie występowania tzw. Łuski Bystrego. Możliwe jest, że podobny układ może występować także w skali całych Karpat, powodując elewowanie Bieszczadów, obniżanie Beskidu Niskiego, ponowne elewowanie Beskidu Sądeckiego i Gorców oraz obniżanie Beskidu Makowskiego. Zjawisko to może być związane z reaktywowanymi (także jako uskoki przesuwcze) strefami tektonicznymi ograniczającymi tzw. centralną depresję karpaccą, zaś ku zachodowi strefę lanckorońsko-żegocińską. Taka koncepcja

(którą jednakże należy zweryfikować) wskazuje, że nieuzasadnione zmianą odporności skał obniżenie Beskidu Niskiego, może mieć charakter *stricte* tektoniczny.

### **Kompleksy chaotyczne – element geologiczny o istotnym znaczeniu morfotwórczym**

Jak już wspomniano, proces zamykania basenu Karpat powodował niszczenie jego skłonów i tworzenie dużych kompleksów o charakterze zsuwów, ześlizgów, utworów o typie debrytów i ich nagromadzeń (olistostrom), co powodowało powstanie potężnych kompleksów o chaotycznej strukturze typu „bloki w matrix” (Jankowski, 2007). Słaba odporność na wietrzenie ilastej zwykle „matrix” w stosunku do występujących w niej bloków, wpłynęła na specyficzny charakter rzeźby obszarów Karpat zbudowanych z takich kompleksów chaotycznych. Na tle wyrównanej powierzchni (powstałej w wyniku erozji „matrix”) wystają wówczas bardziej odporne na wietrzenie bloki

tworzące wzgórza o charakterze ostańcowym. Taki charakter ma m.in. obszar tzw. półwyspów Łużnej i Harkłowej w rejonie Jasła i Gorlic, jak również rejon Kalwarii Zebrzydowskiej i Kęt. Innym typem kompleksów chaotycznych są wspomniane przy opisie dyslokacji melanże tektoniczne, powstałe w efekcie reaktywacji (niekiedy wielokrotnej) stref nasuwczych i dyslokacyjnych. Najczęściej są one związane ze strefami wspomnianych powyżej nasunięć pozasekwencyjnych, poszerzane podczas procesu reaktywacji tych stref już jako uskoki przesuwcze lub normalne. Często były one także formowane jako tzw. smar tektoniczny, po którym przemieszczały się grawitacyjnie potężne bloki górotworu, np. jednostki magurskiej.



Ryc. 6. Beskid Wyspowy, z charakterystycznymi odizolowanymi wzgórzami. W środku Szczebel, z lewej Wierzbanowska Góra (pierwszy plan) i Lubogoszcz, z prawej: Luboń Wielki (fot. W. Margielewski).

### Podnoszenie (dźwiganie) izostatyczne

Charakterystyczne dla rzeźby wspomnianego Beskidu Wyspowego jest występowanie brachysynklin, w obrębie których utworzyły się odizolowane wzgórza. Ze względu na silne rozczłonkowanie rzeźby o charakterze inwersyjnym, jest prawdopodobne, że brachytypowy charakter synklin tworzących odizolowane wzgórza (masywy) Beskidu Wyspowego (Ćwilin, Łopień, Lubogoszcz, Szczebel) może wynikać z nierównomiernego dźwignania neotektonicznego poszczególnych elementów rzeźby. Dna szerokich i głęboko wciętych dolin (wypreparowanych w utworach podatnych – najczęściej w kompleksach chaotycznych lub warstwach inoceramowych), odprężone izostatycznie wskutek erozyjnego usunięcia znacznego nadkładu, mogły być dźwignane szybciej, w stosunku do zrównoważonych izostatycznie wierzchwinowych partii wzgórz utworzonych w gruboławicowych piaskowcach (Margielewski, 2002). W efekcie, izostatyczne, kompensacyjne dźwiganie osi pogłębianych dolin, mogło powodować powstawanie wtórnych antyklin dolinnych w ich osiowych partiach (np. antyklina Jurkowa – zobacz Burtan 1978), przy równoczesnym dźwignaniu krawędziowych partii wierzchwin (zob. Ollier, 1987). Przy wysokościach względnych sięgających w Beskidzie Wyspowym 400-450 m (por. Zuchiewicz, 1995), taka modyfikacja fałdowego stylu tektoniki w efekcie oddziaływania tektoniki grawitacyjnej, jest możliwa. Badania dowiodły bowiem, że tego typu procesy zachodzą już przy wysokościach względnych nieprzekraczających 600 m (Ollier, 1987).

**Elewacje przydyslokacyjne.** Istotne znaczenie dla elewacji izostatycznej fragmentów górotworu odgrywają uskoki normalne. W efekcie przemieszczenia skrzydła zrzuconego, skrzydło wiszące uskoku zaczyna się zachowywać jak element „uwolniony” od nadmiernego nadkładu, co skutkuje znacznym niekiedy dźwignaniem izostatycznym tego elementu uskoku (Wernickei Axen, 1988). Rzecz jasna w skali pasm górskich uskoki normalne tworzą strefy dyslokacyjne, umożliwiające stopniowe dźwiganie górotworu stowarzyszonego z wiszącymi elementami skrzydeł uskoków.

**Babia Góra.** Typowym przykładem masywu górskiego elewowanego w efekcie izostatycznego dźwignania elementu wiszącego systemu uskoków normalnych, jest masyw Babiej Góry, obcinany od północy szeregiem uskoków normalnych (Ryc. 7), na co wskazują bieżące prace kartograficzne w tym rejonie, prowadzone przez pierwszego z autorów. Północne skłony Babiej Góry tworzą rozległą kuestę (wysokości względne sięgają tu 800 m) rozwiniętą wzdłuż uskoków normalnych: w jej obrębie następuje kontakt warstw magurskich (gruboławicowe piaskowce) i podścielających je warstw hieroglifowych. Od południa szereg uskoków normalnych oddziela masyw Babiej Góry od basenu orawskiego Zapadliska Orawsko-Nowotarskiego (Ryc. 7) (Pomianowski, 2003). Istotne znaczenie dla elewowania samego bloku Babiej Góry, ma potężna strefa melanżu tektonicznego wykształcona na południowych skłonach masywu jako strefa poślizgu (zobacz Ryc. 7), po której grawitacyjnie przemieszane były bloki zbudowane głównie z różnych fragmentów jednostki magurskiej, powodując izostatyczne wyniesienie trzonu masywu babiogórskiego, uwolnionego od znacznego nadkładu (Ryc. 7). Analogiczna sytuacja tektoniczna występuje w rejonie góry Cergowej w Beskidzie Niskim. Melanż związany z poślizgiem odsłania się na

znacznym obszarze w dolinie Jasiołki (Jankowski i Kopciowski, w druku).

### Progi morfologiczne

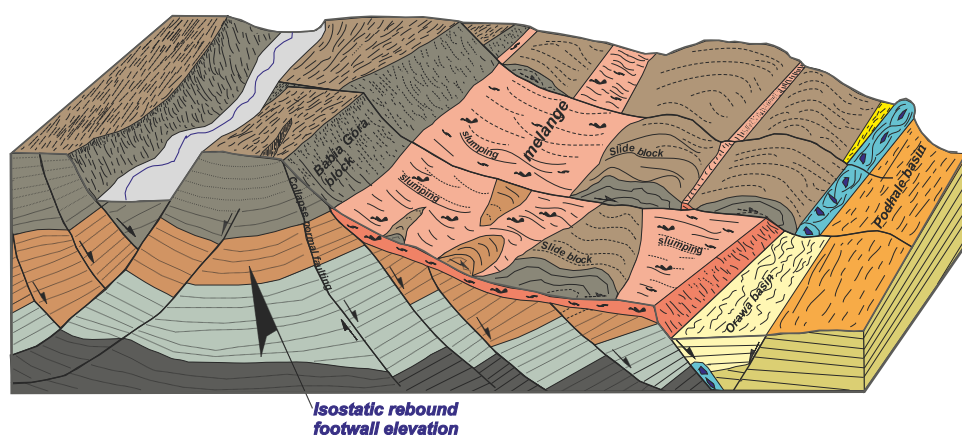
Powstawanie wyraźnych progów morfologicznych i zawieszonych dolin w Karpatach, jest związane zarówno z procesami neotektonicznymi, z różnicami w odporności skał (np. piaskowce magurskie a podścielające je mniej odporne warstwy hieroglifowe, piaskowce otryckie a łupkowe ogniwa warstw krośnieńskich) jak też z aktywnością stref nasunięć i uskoków (w tym głównie uskoków normalnych).

Dyslokacje (szczególnie strefy nasuwcze) wpływają na rozwój rzeźby krawędziowej nie tylko bezpośrednio (tu: krawędzie morfologiczne zakładane bezpośrednio na powierzchniach dyslokacji), lecz także pośrednio, wskutek kontaktu zróżnicowanych odpornościowo formacji skalnych będącego efektem nasunięć (zobacz Burbank, Anderson, 2001). Dobrym przykładem są zarówno formy krawędziowe w wielkiej skali, np. próg Beskidu w strefie nasunięcia jednostki magurskiej na śląską i podśląską (m. in. w rejonie Myślenic) który w strefie Beskidu Wyspowego jest rozfragmentowany (zobacz Ryc. 6), jak również w mniejszej skali, np. w rejonie Folusza (jednostka magurska nasunięta na warstwy krośnieńskie jednostki śląskiej wzdłuż uskoku pozasekwencyjnego).

### Powierzchnie zrównania czy powierzchnie strukturalne ?

W stosunku do niektórych obszarów (np. Bieszczady) pojawiały się sugestie, iż wszystkie powierzchnie denudacyjne w Karpatach traktowane dotychczas jako powierzchnie zrównania, są powierzchniami strukturalnymi (Tokarski, 1975; Starkel, 2003). Pogląd ten wydaje się uzasadniony, gdyż zazwyczaj rozległe wypłaszczenia widoczne w rzeźbie grzbietów górskich Karpatach, zostały założone wyłącznie na odpornych formacjach skalnych i w dodatku płasko zalegających, a nie, jak to sugerowano, ścinają skały o różnej odporności (zobacz Starkel, 1988; Henkiel, 1977-1978; Zuchiewicz, 1984). Co ciekawe, dotyczy to także penepleny beskidzkiej opisanej po raz pierwszy

przez L. Sawickiego (1909) dla rozległej, płaskiej powierzchni szczytowej Łopienia i innych gór wyspowych Beskidu Wyspowego, co dało asumpt do rozwoju koncepcji powierzchni zrównań w Karpatach (zobacz Baumgart-Kotarba, 1974). Rozległe spłaszczenie szczytowe Łopienia powstało tam w obrębie połego zalegających, odpornych warstw magurskich. Podobnie jest w obrębie wierzchołków innych pasm górskich: np. wierzchołki szczytowej Pasma Jaworzyny Krynickiej (Margielewski, 1997), czy pasma Kotonia w Beskidzie Makowskim.



Ryc. 7. Model przydyslokacyjnej elewacji masywów skalnych Karpat, na przykładzie Babiej Góry (Jankowski, Margielewski, 2012).

### Podsumowanie

Istotne znaczenie dla rozwoju rzeźby Karpat, mają zarówno etapy rozwoju basenowego, etap kompresji, jak również wtórne etapy deformacji tektonicznych, w tym etap formowania uskoku przesuwczego, ekstensji radialnej czy wreszcie etap kolapsu grawitacyjnego górotworu.

Piętrowy układ rzeźby Karpat (piętro Beskidów i piętro Pogórzy) nie jest, jak dotychczas uważano, związany ze zróżnicowaniem odporności skał podłoża, a z pozycją strukturalną poszczególnych segmentów górotworu w obrębie przyzmy akrecyjnej, w trakcie jej formowania na etapie kompresji. Najwyższą pozycją strukturalną (i w efekcie – morfologiczną) zajmują tu elementy tektoniczne uformowane w najwcześniejszym etapie nasuwczym, a więc płaszczowiny: magurska, dukielska i południowa część śląskiej, które tworzą elewowane grzbiety typowe dla rzeźby beskidzkiej. Elementy dołączane najpóźniej w etapie nasuwczym (północna część płaszczowiny śląskiej, płaszczowiny: podśląska i skolska) tworzą obniżony pas

Pogórzy. Z kolei elewowanie poszczególnych fragmentów górotworu ma ścisły związek z rozwojem uskoku normalnych (ang. *footwall elevation*): tak prawdopodobnie powstały elewacje Babiej Góry, czy góry Cergowej w Beskidzie Niskim.

Regresja nasuwca związana z kolapsem grawitacyjnym Karpat zachodzącym w kierunku przeciwnym do kierunku nasuwania, spowodowała tektoniczną ekshumację i w efekcie elewację części masywów skalnych (Ryc. 4). Proces ten tłumaczy wielkość rzekomego znacznego „zdarcia erozyjnego” powierzchni Karpat (szacowanego na kilka kilometrów), przy ewidentnym braku utworów korelatnych z tym etapem rzekomej erozji, na przedpolu Karpat i w kotlinach śródgórskich.

Obniżenie Beskidu Niskiego w stosunku do obszarów sąsiednich zbudowanych z podobnie odpornych utworów, może mieć związek z napręmiennym układem stref elewowanych i obniżanych (Bieszczady – Beskid Niski – Beskid Sądecki i Gorce – Beskid Makowski), a więc z asocjacjami towarzyszącymi uskoku (właściwie strefom dyslokacyjnym) o charakterze przesuwczym, związanym prawdopodobnie z centralną depresją karpacką i strefą lanckorońsko-żegocińską kontynuującą się w kierunku zachodnim.

Kompleksy chaotyczne o różnej genezie (melanże tektoniczne, kompleksy o charakterze spływów grawitacyjnych, o rozerwanej strukturze typu: bloki w *matrix*) mają swoje wyraźne odzwierciedlenie w rzeźbie Karpat. Wzdłuż tych stref są zakładane doliny rzeczne, obniżenia, czy wzgórza ostańcowe. Sieć rzeczna Karpat, formowana już od pliocenu, nawiązuje rzecz jasna bezpośrednio do przebiegu dyslokacji (stref dyslokacyjnych), jednakże w jej formowaniu, dużą rolę odgrywało także odpreparowywanie stref melanży tektonicznych, związanych z tektoniką dysjunktywną.

Wobec pojawiających się ostatnio nowych koncepcji dotyczących budowy geologicznej Karpat, konieczne staje się ich uwzględnienie w analizie zależności rzeźby od struktur geologicznych. W tym przypadku podstawą jest szczegółowe rozpoznanie budowy geologicznej Karpat, w oparciu o kartowanie geologiczne.

(niniejszy artykuł w zmienionej formie został przesłany do Redakcji Przeglądu Geologicznego)

## Literatura

- Baumgart-Kotarba M., 1974. *Rozwój grzbietów górskich w Karpatach fliszowych*. Prace Geograficzne Instytutu Geografii PAN, 106: 1-136.
- Baumgart-Kotarba M., Gilewska S., Starkel L., 1976. *Planation surfaces in the light of the 1: 300 000 geomorphological map of Poland*. Geographia Polonica 33: 5-22.
- Burbank, D. W., Anderson R.S., 2001. *Tectonic Geomorphology*. Blackwell, Malden.
- Burtan J., 1978. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000, arkusz Mszana Dolna*.
- Dadlez R., Jaroszewski W., 1994. *Tektonika*. PWN Warszawa.
- Dahlen A., 1990. *Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges*. Annual Review Earth and Planetary Sciences, 18: 55-99.
- Davies D., Supple J., Dahlen F.A., 1983. *Mechanics of fold and thrust belts and accretionary wedges*. Journal of Geophysical Research 88: 1153-1172.
- Decker K., Peresson H., 1998. *Miocene to present-day tectonics of the Vienna Basin transform fault*. In: *Links between the Alps and the Carpathians, XVI congress of the Carpathian-Balkan Geological Association*. Geologische Bundesanstalt, Vienna, pp. 33-36.
- Dzudyński S., 1953. *Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej*. Acta Geologica Polonica, 3, 1: 1-44.
- Henkiel A., 1977-1978. *Rzeźba strukturalna Karpat fliszowych*. Annales UMCS, Sec. B 32-33: 37-88.
- Jankowski L., 2007. *Kompleksy chaotyczne w rejonie Gorlickim (polskie Karpaty zewnętrzne)*. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 426: 27-52.
- Jankowski L., Kopciowski R. (w druku). *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1: 50 000, arkusz Nowy Żmigród*.
- Jankowski L., Margielewski W., 2012. *Strukturalne uwarunkowania rzeźby Karpat zewnętrznych – nowe spojrzenie*. Przegląd Geologiczny (w druku)
- Jankowski L., Probulski J., 2012. *Próba odtworzenia historii rozwoju tektoniczno-basenowego Karpat Zewnętrznych na przykładzie budowy geologicznej obszarów złóż węglowodorów Grabownica, Strachocina i Łodyna oraz ich otoczenia*. Kwartalnik AGH, Geologia (w druku).
- Jankowski L., Kopciowski R., Ryłko W., 2012. *Stan wiedzy o budowie geologicznej Karpat zewnętrznych pomiędzy rzekami Białą a Riscą – dyskusja*. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego 449: 203-216.

- Kondracki J., 2000. *Geografia regionalna Polski*. PWN, Warszawa, ss. 441.
- Kováč M., Král J., Márton E., Plašienka D. i Uhler P., 1994. *Alpine uplift history of the Central Western Carpathians: geochronological, palaeomagnetic, sedimentary and structural data*. *Geologica Carpathica*, 45: 83-96.
- Książkiewicz M., 1971. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000, arkusz Zawoja*.
- Margielewski W., 1997. *Formy osuwiskowe pasma Jaworzyny Krynickiej i ich związek z budową geologiczną regionu*. *Kwartalnik AGH, Geologia*, 23 (1):45-102.
- Margielewski W., 2002. *Geological control on the rocky landslides in the Polish Flysch Carpathians*. *Folia Quaternaria*, 73: 53-68.
- Mazzoli S., Jankowski L., Szaniawski R. i Zattin M. 2010. *Low-T thermochronometric evidence for post-thrusting (<11 Ma) exhumation in the Western Outer Carpathians, Poland*. *Comptes Rendus Geoscience*, 342: 162-169.
- Mulugeta G. i Koyi H. 1992. *Episodic accretion and strain partitioning in a model sand wedge*. *Tectonophysics*, 202: 319-333.
- Ollier C. 1987. *Tektonika a formy krajobrazu*. Wydawnictwo Geologiczne Warszawa, ss. 425.
- Pomianowski P. 2003. *Tektonika Kotliny Orawsko-Nowotarskiej – wyniki kompleksowej analizy danych grawimetrycznych i geoelektrycznych*. *Przeгляд Geologiczny*, 51 (6): 498-506.
- Sawicki L. 1909. *O młodszych ruchach górotwórczych w Karpatach*. *Kosmos*, 34 (5-6): 361-400.
- Starkel L. 1969. *Odbicie struktury geologicznej w rzeźbie polskich Karpat fliszowych*. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 3: 33-44.
- Starkel L. 1972. *Charakterystyka rzeźby polskich Karpat i jej znaczenie dla gospodarki ludzkiej*. *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich*, 10: 75-150.
- Starkel L. 1988. *O genezie i wieku zrównań w polskich Karpatach*. *Przeгляд Geograficzny*, 60 (3): 401-408.
- Starkel L. 2003. *Are the planation surfaces still existing in the flysch Carpathians?* *Geomorphologia Slovaca*, 3 (1): 73.
- Starkel L. 2005. *Typy rzeźby i podstawowa granica morfotektoniczna w centralnej części Karpat zewnętrznych (fliszowych)*. [w:] A. Kotarba, Z. Rączkowska (red.) *Wybrane problemy geomorfologii Karpat fliszowych. VII Zjazd Geomorfologów Polskich*: 15-20.
- Tokarski K. 1975. *Geologia i geomorfologia okolic Ustrzyk Górnych, polskie Karpaty wschodnie*. *Studia Geologica Polonica*, 48: 1-92.
- Wernicke B. i Axen G.J. 1988. *On the role of isostasy in the evolution of normal fault systems*. *Geology*, 16: 848-851.
- Zuchiewicz W. 1984. *Ewolucja poglądów na genezę i wiek karpackich powierzchni zrównania*. *Przeгляд Geologiczny*, 8-9: 468-477.
- Zuchiewicz W. 1987. *Ewolucja i strukturalne założenia sieci rzecznej Karpat w późnym neogenie i wczesnym czwartorzędzie*. *Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce*. Ossolineum, Wrocław: 211-225.
- Zuchiewicz W. 1995. *Selected aspects of neotectonics of the Polish Carpathians*. *Folia Quaternaria*, 66: 145-204.
- Zuchiewicz W. 2010. *Neotektonika Karpat polskich i zapadliska przedkarpackiego*. Wydawnictwo AGH, Kraków, ss. 234.

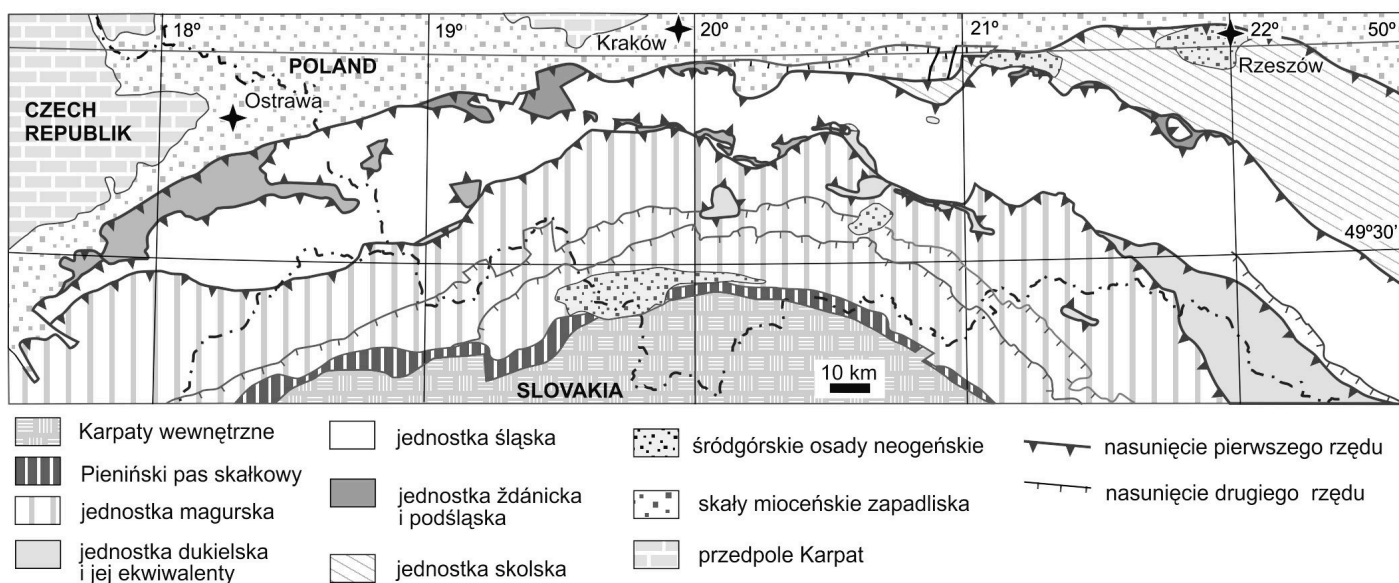
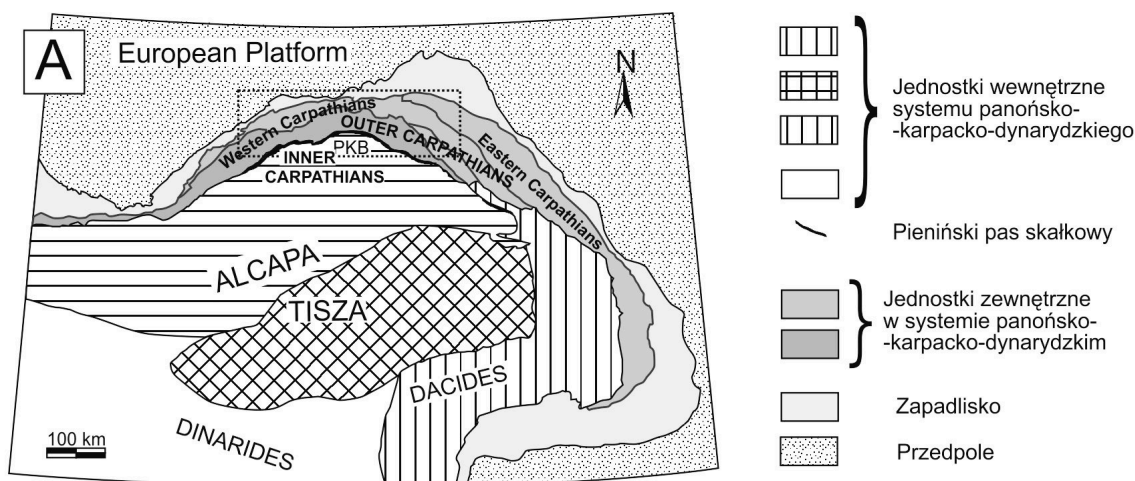
# Jaki byłby krajobraz polskich Karpat zewnętrznych bez denudacji w świetle wyników modelowania analogowego oligoceno-miocenowej ewolucji geodynamicznej tego orogenu

Marta Rauch

*Instytut Nauk Geologicznych PAN, Ośrodek Badawczy we Wrocławiu,  
ul. Podwale 75, 50-449 Wrocław, e-mail: ndrauch@cyf-kr.edu.pl*

Polskie Karpaty zewnętrzne (Ryc. 1) to orogen zbudowany ze skał osadowych górnourajsko-dolnomiocenowych, zwykle typu fliszu, który został uformowany jako pas fałdowo-nasuwczy w oligocenie i miocenie (Książkiewicz, 1972; Ślącza i in., 2005; Oszczytko, 2006). Najpierw deformacjom uległy skały płaszczowiny magurskiej, będącej obecnie najbardziej południową jednostką tego orogenu, a następnie front deformacji przesunął się ku przedpolu, czyli generalnie ku

połnocy (np. Pescatore i Ślącza, 1984; Roca et al., 1995). Ogólnie uważa się, że skały polskich Karpat zewnętrznych uległy deformacjom w dwóch różnych etapach kompresyjnych, w których pozioma kompresja zorientowana była odpowiednio NNW-SSE i NE-SW (Aleksandrowski, 1989; Decker i in., 1999; Tokarski i in., 2006). Dodatkowo, wyniki badań paleomagnetycznych skał płaszczowiny magurskiej i śląskiej, polskich Karpat Zewnętrznych sugerują, że uległy one lewoskrętnej rotacji o ok. 50°



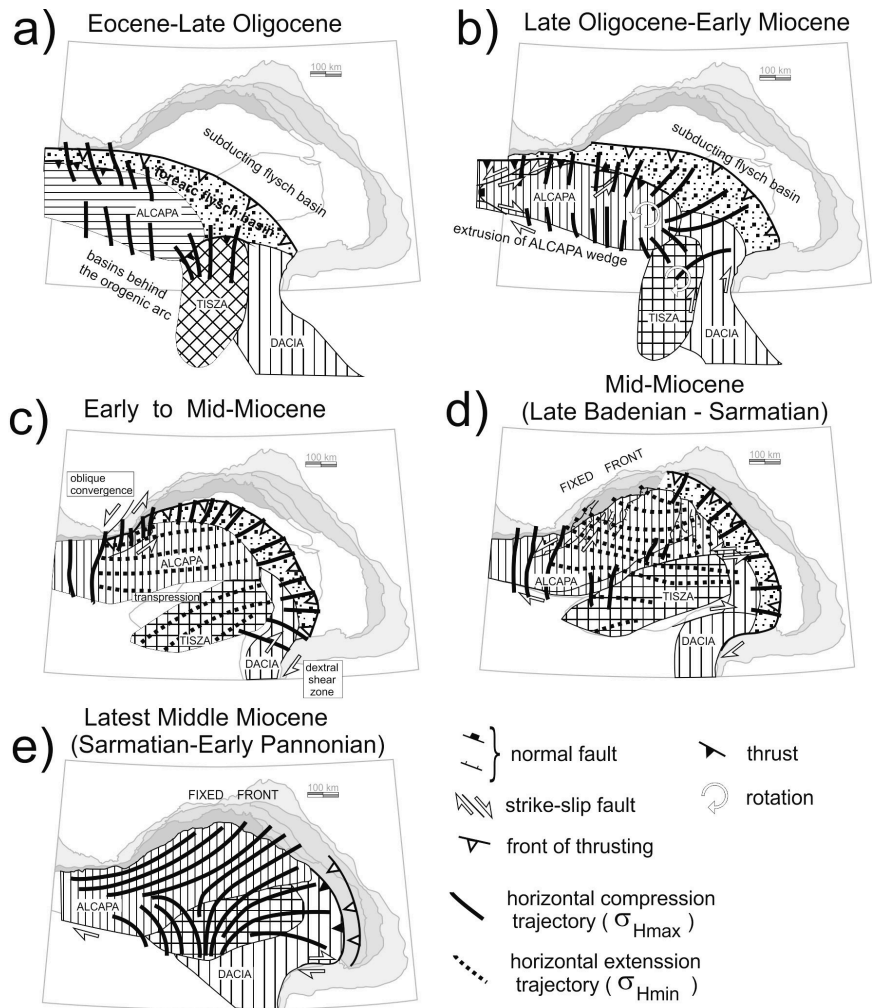
**Ryc. 1.** Polskie Karpaty zewnętrzne: A) mapa karpacko-panońsko-dynardzkiego systemu orogenicznego (Csontos i in., 1992) z lokalizacją polskiego segmentu Karpat; B) mapa polskich Karpat za Żytka i in. (1989) i Jankowski (2007).

(Márton i in., 2009). Ewolucja strukturalna orogenu karpackiego zakończyła się kolapsem (Tokarski i in., 1999; Zuchiewicz i in., 2002).

Obecny krajobraz orogenu karpackiego jest rezultatem nałożenia się wyników wielu procesów, które związane są z procesami górotwórczymi tego orogenu i jego denudacją (zob. Huggett, 2007). Pierwotna budowa górotworu karpackiego, czyli sfałdowanych skał osadowych typu fliszu niewątpliwie wywarła wpływ na współczesny krajobraz tego orogenu, m.in. wpływając na zróżnicowanie stopnia denudacji. Dlatego znajomość budowy geologicznej polskich Karpat zewnętrznych, m.in. pierwotnej morfologii tego górotworu jest istotna w celu lepszego zrozumienia ewolucji krajobrazu tego górotworu. Polska część Karpat stanowi najbardziej północny fragment łuku Karpat zewnętrznych (Ryc. 1), będącego zewnętrznym stołem płaszczowin karpacko-panońsko-dynarydzkiego systemu orogenicznego (np. Fodor i in., 1999). Północne Karpaty zewnętrzne (Karpaty

Zachodnie i północna część Wschodnich Karpat) zostały uformowane u czoła nasuwającego się fragmentu kontynentalnego zwanego blokiem ALCAPA (Ryc. 2; Fodor i in., 1999). W oligocenie i miocenie blok ALCAPA zachowywał się jak gigantyczny spychacz i spiętrzał u swego czoła osady basenu karpackiego przemieszczając się generalnie ku północnemu-wschodowi. Kwestią dyskusyjną jest ciągle, jak poruszał się ten „spychacz”. W literaturze opisywane są różne scenariusze ewolucji geodynamicznej północnych Karpat zewnętrznych, w których ruch ALCAPY odbywał się m.in.: 1) najpierw ku N, potem ku NE (Aleksandrowski, 1989); 2) tylko ku NE (Nemčok i in., 1998) oraz 3) ku NE z jednoczesną rotacją przeciwie do wskazówek zegara w płaszczyźnie poziomej (Ryc. 2; Fodor i in., 1999).

W celu rozpoznania najbardziej prawdopodobnego scenariusza oligoceno-miocenowej ewolucji geodynamicznej polskich Karpat zewnętrznych zastosowałam metodę modelowania analogowego. Modelowanie analogowe jest szeroko stosowaną metodą symulacji mechanizmów powstawania różnych rodzajów struktur geologicznych, a nawet całych orogenów fałdowo-



**Ryc. 2.** Rekonstrukcja ewolucji geodynamicznej karpacko-panońsko-dynarydzkiego systemu orogenicznego wg Fodora i in. (1999). W tle współczesna mapa karpacko-panońsko-dynarydzkiego systemu za L. Csontosem i in. (1992).

nasuwczych i pryzm akrecyjnych. Do tych ostatnich badań wykorzystuje się zwykle taranową odmianę tej metody. W takim eksperymencie w warstwę materiału eksperymentalnego wpychany jest taran (zwykle jest to po prostu pionowa płyta), u czoła, którego spiętrzany jest materiał w formie stosu łusek. Ten stos jest eksperymentalną pryzmą akrecyjną. Wyniki eksperymentu zależą od wielu czynników, takich jak np. rodzaj i właściwości materiału, miąższość warstwy materiału, wysokość taranu względem warstwy, kąt pochylenia ścianki taranu oraz jego kształt itp. (Reiter et al., 2011).

Prezentowane tutaj eksperymenty zostały przeprowadzone w Laboratorium Modelowania Analogowego „TectoModel Lab” w Instytucie Nauk Geologicznych PAN, Ośrodek Badawczy we Wrocławiu. Jako materiał doświadczalnym użyto piasek kwarcowy z kopalni piasków szklarskich „KiZPPS Osiecznica” oraz mułowców z czwartorzędowych pokryw skał zapadliska przedkarpackiego z okolic Kolbuszowej.

Wyniki przeprowadzonych doświadczeń modelowania analogowego sugerują, że północne Karpaty mogły powstać według dwóch różnych scenariuszy, w których blok ALAPA poruszał się: 1) najpierw ku N, potem ku NE lub 2) ku NE i jednocześnie lewoskrętnie rotował wokół pionowej osi. W obu przypadkach u czoła przesuwanego się bloku ALCAPA mogły być wygenerowane struktury kompresyjne, fałdy i nasunięcia, które odpowiadałyby strukturom dwóch etapów kompresyjnych rozpoznanych w polskich Karpatach zewnętrznych. Ostatni scenariusz (Ryc. 2) wydaje się jednak najbardziej prawdopodobny z uwagi na podobny zarys eksperymentalnej pryzmy akrecyjnej, jak i podobny przebieg nasunięć w skali mapy w porównaniu do polskich Karpat zewnętrznych. Ostatni model jako jedyny tłumaczy też obecność lewoskrętnej rotacji skał w polskich Karpatach zewnętrznych.

### Podziękowanie

Niniejsze badania były finansowane z projektu badawczego Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego nr NN 525 363637.

### Literatura

- Aleksandrowski P., 1989. *Geologia strukturalna płaszczowiny magurskiej w rejonie Babiej Góry*. Studia Geologica Polonica 96. ss. 140.
- Csontos, L., Nagymarosy, A., Horváth, F., Kováč, M. 1992. *Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model*. Tectonophysics 208: 221-241.
- Decker, K., Nescieruk, P., Reiter, F., Rubinkiewicz, J., Ryłko, W., Tokarski, A.K. 1997. *Heteroaxial shortening, strike-slip faulting and displacement transfer in the Polish Carpathians*. Przegląd Geologiczny 45: 1070-1071.
- Decker K., Tokarski A.K., Jankowski L., Kopciowski R., Nescieruk P., Rauch M., Reiter F., Świerczewska A., 1999. *Structural development of Polish segment of the Outer Carpathians (eastern part)*. Introduction to Stops: 7-16. 5th Carpathian Tectonic Workshop, Poprad-Szymbark 5-9<sup>th</sup> June 1999, 26-29.
- Fodor, L., Csontos, L., Bada, G., Györfi, I., Benkovics, L., 1999. *Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of palaeostress data*. In: *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen* (eds. B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth, M. Séranne). Geological Society, London, Special Publications 156: 295-334.
- Huggett, R., J., 2007. *Fundamentals of Geomorphology*. Taylor i Francis e-Library, pp. 483.
- Jankowski L., 2007. *Kompleksy chaotyczne w rejonie Gorlickim (polskie Karpaty zewnętrzne)*. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 426: 27-52.
- Książkiewicz, M., 1972. *Budowa geologiczna Polski. T. IV. Tektonika. Cz. 3. Karpaty*. ss. 228.
- Márton, E., Rauch-Włodarska, M., Krejčí, O., Tokarski, A. K., Bubík, M., 2009. *An integrated palaeomagnetic and AMS study of the Tertiary flysch from the Outer Western Carpathians*. Geophysical Journal International. 177, 925-940.
- Nemčok M., Pospisil L., Lexa J., Donelick R.A. 1998. *Tertiary subduction and slab break-off model of the Carpathian-Pannonian region*. Tectonophysics, 295: 307-340.
- Oszczypko, N. 2006. *Late Jurassic-Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and-thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland)*. Geological Quarterly 50: 169-194.
- Pescatore, T., Ślącza, A., 1984. *Evolution models of two flysch basins: the Northern Carpathians and Southern Appennines*. Tectonophysics, 106: 49-70.
- Reiter K., Kukowski N., Ratschbacher, L., 2011. *The interaction of two indenters in analogue experiments and implications for curved fold-and-thrust belts*. Earth and Planetary Science Letters 302: 132-146.
- Roca, E., Bessereau, G., Jawor, E., Kotarba, M., Roure, F., 1995. *Pre-Neogene evolution of the Western Carpathians: constraints from the Bochnia-Tatra Mountains section (Polish Western Carpathians)*. Tectonics 14: 855-873.
- Ślącza, A., Krugłov, S., Golonka, J., Oszczypko, N., Popadyuk, I., 2005. *Geology and Hydrocarbon Resources of the Outer Carpathians, Poland, Slovakia, and Ukraine: General Geology*. In: *The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources* (eds. J. Golonka and F. J. Picha), AAPG Memoir 84: 221-258.
- Tokarski, A.K., Świerczewska, A., Zuchiewicz, W., Márton, E., Hurai, V., Anczkiewicz, A., Michalik, M., Szeliga, W., Rauch-Włodarska, M., 2006. *Structural development of the Magura Nappe (Outer Carpathians): from subduction to collapse*. GeoLines 20: 145-153.
- Zuchiewicz, W., Tokarski, A.K., Jarosiński, M., Márton, E., 2002. *Late Miocene to present day structural development of the Polish segment of the Outer Carpathians*. Stephan Mueller Special Publication 3, 185-202.



Żytko K., Gucik S., Ryłko W., Oszczytko N., Zając R., Garlicka I., Nemčok J., Eliáš M., Menčík E., Dvořák J., Stráník Z., Rakus M. i Matejovská O. 1989. *Geological Map of the Western Outer Carpathians and their Foreland without Quaternary formation*. [in:] D. Poprawa, J. Nemčok (eds.) *Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and their Foreland*, Wydawnictwo PIG, Warszawa.

# Czwartorzędowe przekształcenia poziomów denudacyjnych w Karpatach fliszowych

Leszek Starkel

*Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN  
ul. Św. Jana 22, Kraków, e-mail: starkel@zg.pan.krakow.pl*

W Karpatach wydzielane są trzy poziomy denudacyjne zwane często powierzchniami zrównania ułożonymi piętrowo, świadczące o etapowym pogłębianiu dolin. Zostały one w różnym stopniu przekształcone przez czwartorzędowe procesy wietrzenia i denudacji, zależnie od odporności skał.

Wielkość obniżenia w ostatnim cyklu glacialno-interglacialnym w świetle badań głębokości wietrzenia i miąższości pokryw deluwii i koluwiów u podnóży stoków waha się od centymetrów do około 10 m na iłolupkach i mało odpornych piaskowcach. Skalę denudacji w ciągu środkowego i górnego plejstocenu można szacować na sięgającą do 50 m. Świadczą o tym nieliczne kopalne zwietrzliny (a raczej ich brak!) i formy skalne sterczące z garbów międzydolinnych.

Stan zachowania najniższego poziomu przydolinowego (80-100 m) rozwiniętego na ogół na mniej odpornych ogniwach fliszu nie ma cech zrównania (poza nierozciętymi odcinkami źródłowymi, przekształconymi w kriopedymenty). Są to przeważnie zaokrąglone garby o falistej linii grzbietowej, obniżone o kilka do 30-50 m

w stosunku do płaskich cokołów fragmentów teras, niekiedy ze żwirami zachowanymi na odpornych ławicach. Niekiedy sterczą z nich formy skalne.

Zachowanie poziomu pogórskiego (150-200 m wysokości) jest na ogół podobne, spłaszczone garby mają wyrównaną linię grzbietową, a dzięki większym opornościom budujących je skał, oddzielone są zwykle wyraźnymi załamaniami od niższego jak i wyższego poziomu. Czas trwania denudacji sięga 3-5 mln lat.

Najwyższy poziom śródgórski (do 300 m wysokości względnej i więcej) zachował się albo w postaci wąskich wypreparowanych monoklinalnych grzbietów o wyrównanej osi lub też wyraźnych spłaszczeń. Te ostatnie są albo strukturalnymi zrównaniami na horyzontalnie leżących ławicach piaskowców albo terasami krioplanacyjnymi (czwartorzędowymi).

Kartowanie w terenie szerokich powierzchni zrównań świadczyć może zatem albo o bogatej wyobraźni autora, ale może być też świadomym dokonaniem uogólnionej rekonstrukcji krajobrazu z wybranej minionej epoki w oparciu o zarejestrowane pojedyncze fakty geologiczne.

# Identyfikacja powierzchniowych procesów geologicznych w badaniach geofizycznych

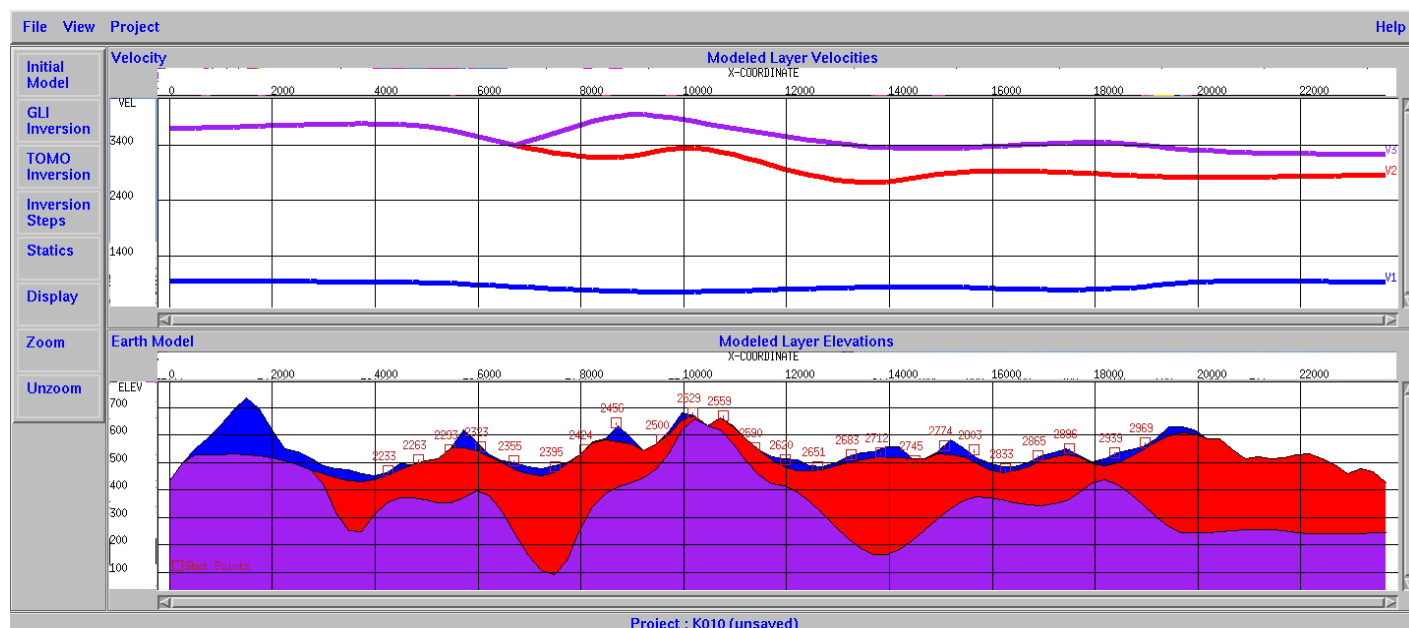
Jaromir Probulski

PGNiG w Warszawie, Oddział Geologii i Eksploatacji w Jaśle,  
e-mail: leszek-jankowski@wp.pl

W referacie przedstawiono schematy powierzchniowych procesów geologicznych. Identyfikacja powierzchniowa tych procesów jest istotna z punktu widzenia badań geofizycznych, ponieważ wpływają one bezpośrednio na informację geologiczno-geofizyczną uzyskiwaną z większych głębokości (Ryc. 1). Największy wpływ na zróżnicowanie oddziaływań pól fizycznych, ma właśnie powierzchniowa zmienność gęstości objętościowej skał, prędkości i innych parametrów geofizycznych. Eliminując wpływ oddziaływania procesów powierzchniowych, zauważamy niejedno-

krotnie dużą niezgodność powierzchniowych map geologicznych z np. sekcjami sejsmicznymi, polem siły ciężkości i wynikami innych badań geofizycznych. Dlatego w trakcie wykonywania jakiegokolwiek interpretacji powierzchniowo-wgłębnej, należy wykorzystywać równocześnie wiele różnych źródeł informacji geologiczno-geofizycznych.

Konkluzją przedstawionego toku rozumowania jest zwrócenie uwagi na konieczność wykonania map geologicznych zgodnych z informacjami geofizycznymi, które wpływają w istotny sposób na odtworzenie historii geodynamicznej Karpat.



Ryc. 1. Szkic geomorfologiczny Karpat polskich (według Klimaszewskiego, 1965; zmieniony).

# Rzeźba strukturalna masywu Babiej Góry

Adam Łajczak

*Instytut Geografii, Uniwersytet Jana Kochanowskiego,  
ul. Świętokrzyska 15, 25-406 Kielce, e-mail: alajczak@o2.pl*

W dotychczasowej literaturze w niewystarczającym stopniu zwracano uwagę na strukturalne uwarunkowania rozwoju rzeźby najwyższej wzniesionego masywu górskiego w polskich Karpatach fliszowych – Babiej Góry (1724,6 m n.p.m.). Rzeźba tego masywu, pod wieloma względami unikalna w Beskidach, stanowi odzwierciedlenie m.in. wpływu zróżnicowanego litologicznie podłoża i tektoniki. Monoklinalne ułożenie odpornych warstw piaskowca magurskiego na przeważającym obszarze głównego 10 km grzbietu Babiej Góry o generalnym przebiegu w kierunku W-E, leżących na sfałdowanych mniej odpornych warstwach podmagurskich, zdecydowało o ukształtowaniu północnego stoku tego grzbietu jako wysokiej na ponad 1000 m kuesty, a górnej części stoku południowego jako mniej nachylonego stoku penstrukturalnego. Asymetryczny profil wykazujący także niskie grzbiety na podnóżach masywu zbudowane z warstw piaskowców o zróżnicowanej odporności.

Dwa dominujące kierunki spękań w masywie (SW-NE, NW-SE) wyznaczone przez przebieg uskoku i bieg warstw piaskowców magurskich określają przebieg linii, wzdłuż których zachodzi przemieszczanie wielkich mas piaskowców magurskich. Młodsze nisze osuwiskowe, a także nisze źródłowe, mają bardziej czytelny trapezoidalny plan; przebieg ich ścian nawiązuje do wymienionych kierunków spękań w podłożu. Obrzeżone są przez ścianki skalne lub urwiste stoki (nachylone do 70°) pokryte warstwą zwietrzliny do 1 m miąższości. Nachylenie stoków obrzeżających starsze nisze i leje źródłowe o bardziej kolistym zarysie jest mniejsze. Te fragmenty stoków są już wyścielone warstwą zwietrzliny o kilkumetrowej miąższości. Na północnym i południowym stoku masywu zaznaczają się następujące prawidłowości w wysokościowym rozmieszczeniu nisz osuwiskowych i lejów źródłowych będących w różnej fazie rozwoju: 1) począwszy od dolnej granicy zasięgu piaskowców magurskich w górę stoków do górnej

krawędzi zamknięć dolinnych nisze i leje wykazują coraz młodszą fazę rozwoju, 2) powyżej zamknięć dolinnych nachylenie stoków maleje, zalegające na tych obszarach miąższe pokrywy koluwiów maskują relief wychodni piaskowców magurskich, 3) rozmieszczenie w profilu wysokościowym nisz i lejów w różnej fazie rozwoju w najwyższej wzniesionych fragmentach stoków masywu jest analogiczne jak w pierwszym obszarze. Wskazuje to na zróżnicowane w profilu wysokościowym masywu Babiej Góry tempo cofania stoków, które jest najszybsze w górnej strefie zasięgu lejów źródłowych i w najwyższej wzniesionych fragmentach stoków, zwłaszcza stoku północnego.

Największy wpływ na modelowanie stoków masywu wywierają głębokie osuwiska, których efektem są rowy grzbietowe i stokowe, poniżej których występują wały koluwalne o przebiegu nawiązującym do poziomicy, a także nisze osuwiskowe z rozległymi nabrzmieniami koluwiów. Nisze osuwiskowe na urwistym północnym stoku są głębsze, natomiast na stoku południowym mają na ogół większą powierzchnię. Podobnie zróżnicowane są leje źródłowe na obu stokach tego masywu. Efektem nierównomiernego tempa cofania północnego i południowego stoku masywu jest ich schodowy profil, przy jednoczesnym większym zasięgu głębokich nisz po północnej stronie głównego grzbietu. Oś głównego grzbietu ma zygzakowaty przebieg i poszczególne jego odcinki ściśle nawiązują do wskazanych głównych kierunków spękań w masywie. Porównanie śladów zasięgu po czterech poziomach zrównań w masywie (szczytowe, śródgórskie, pogórskie, przydolinne) z występowaniem w różnym stopniu widocznych w terenie nisz osuwiskowych, pozwoliło wysnuć wnioski na temat etapowego cofania stoków masywu i pogłębiania dolin na podnóżach. Na tej podstawie zaproponowano schemat rozwoju rzeźby masywu w neogenie i czwartorzędzie, który przebiega odmiennie na północnym i południowym stoku.

# Powierzchnie zrównań w Karpatach – mit czy rzeczywistość

Witold Zuchiewicz

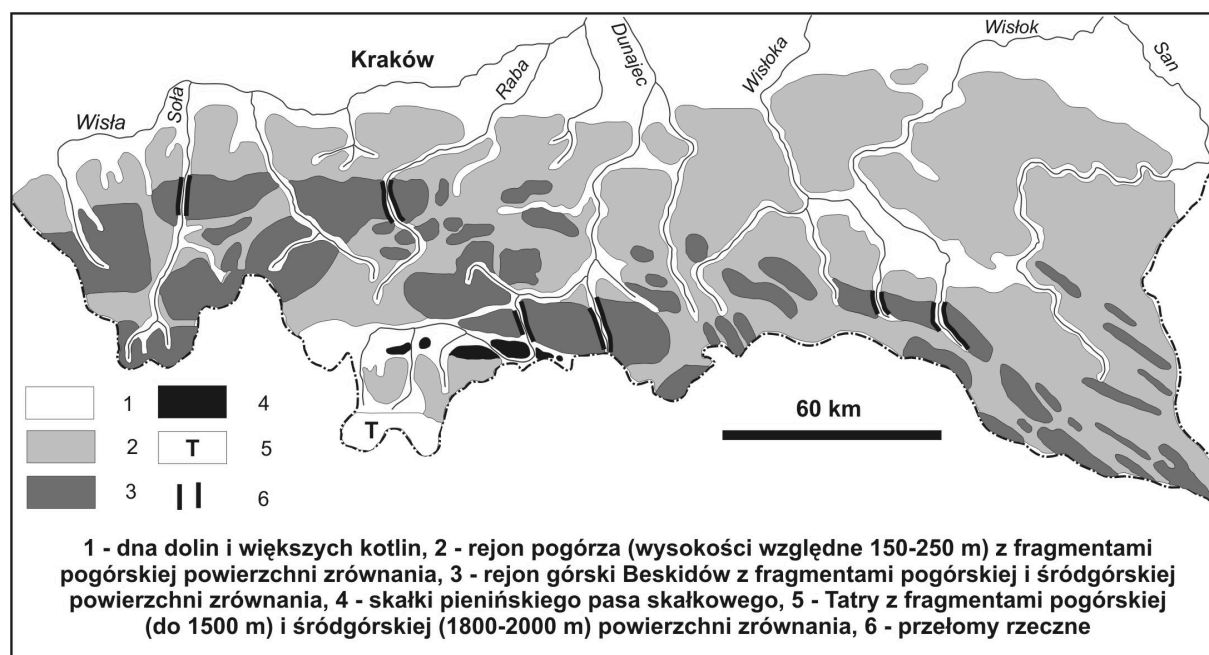
Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska,  
Al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; e-mail: witoldzuchiewicz@geol.agh.pl

Według tradycyjnych opinii, w rzeźbie zewnętrznych Karpat Zachodnich zaznaczają się przynajmniej cztery powierzchnie denudacyjne (poziomy: beskidzki, śródgórski, pogórski i przydolinny; Ryc. 1), uformowane dzięki procesom planacyjnym postępującym wzdłuż dolin głównych rzek, głównie na skutek bocznego cofania się stoków (Ryc. 1) (Sawicki, 1909; Klimaszewski, 1934, 1965). Rozwój krajobrazu był uwarunkowany przez zróżnicowaną odporność skał podłoża oraz młode ruchy tektoniczne, które uniemożliwiały wykształcenie w pełni „dojrzałych” powierzchni zrównania. Zachowane fragmenty spłaszczeń denudacyjnych reprezentują pozostałości pagórkowatego krajobrazu o deniwelacjach 50-80 m do ok. 100 m. W miarę przesuwania się od czoła Karpat ku południowi pojawiają się spłaszczenia o wzrastającej wysokości i wieku. W ujęciu Starkla (1972, 1975), kwestionującego obecność poziomu beskidzkiego, wiek poziomów należy odnieść do wczesnego (poziom śródgórski) i późnego (poziom pogórski) pliocenu oraz wczesnego plejstocenu (poziom przydolinny).

W kilku opracowaniach podejmowano próby rekonstrukcji morfologii poszczególnych poziomów. Najbardziej szczegółowe opracowanie Starkla

(1965) przedstawia wyniki kartowania form wierzchowinowych w dorzeczu górnego Sanu, które umożliwiły odtworzenie morfologii kolejnych poziomów, przeobrażanych następnie w nawiązaniu do zróżnicowanej odporności skał podłoża. Żadna z przedstawianych koncepcji nie tłumaczy jednak obecności molas badeńskich zachowanych w dolinach pogórzy wschodniokarpackich. Skłoniło to A. Wójcika (porównaj Cieszkowski i in., 1977) do uznania poziomu pogórskiego za powierzchnię abrazyjną morza wczesnobadeńskiego, rozciętą i zdeformowaną w trakcie późniejszych ruchów tektonicznych (por. także Wójcik, 2003).

Przegląd studiów paleogeograficznych nad molasami zapadliska przedkarpackiego zasugerował W. Zuchiewiczowi (1984, 1987) wyróżnienie blisko dziesięciu epizodów intensywnej erozji między środkowym egerem i romanem, rozdzielonych stosunkowo krótkotrwałymi epizodami „spokoju” (1-3 mln lat). A zatem w neogenie nie istniały praktycznie warunki umożliwiające długotrwały, nieprzerwany rozwój powierzchni zrównania. Poziomy śródgórski i pogórski uznawano najczęściej za pedymenty. Rozwój pedymentów wymaga jednak obecności warunków klimatu suchego lub półsuchego z epizodycznymi deszczami torencjalnymi,



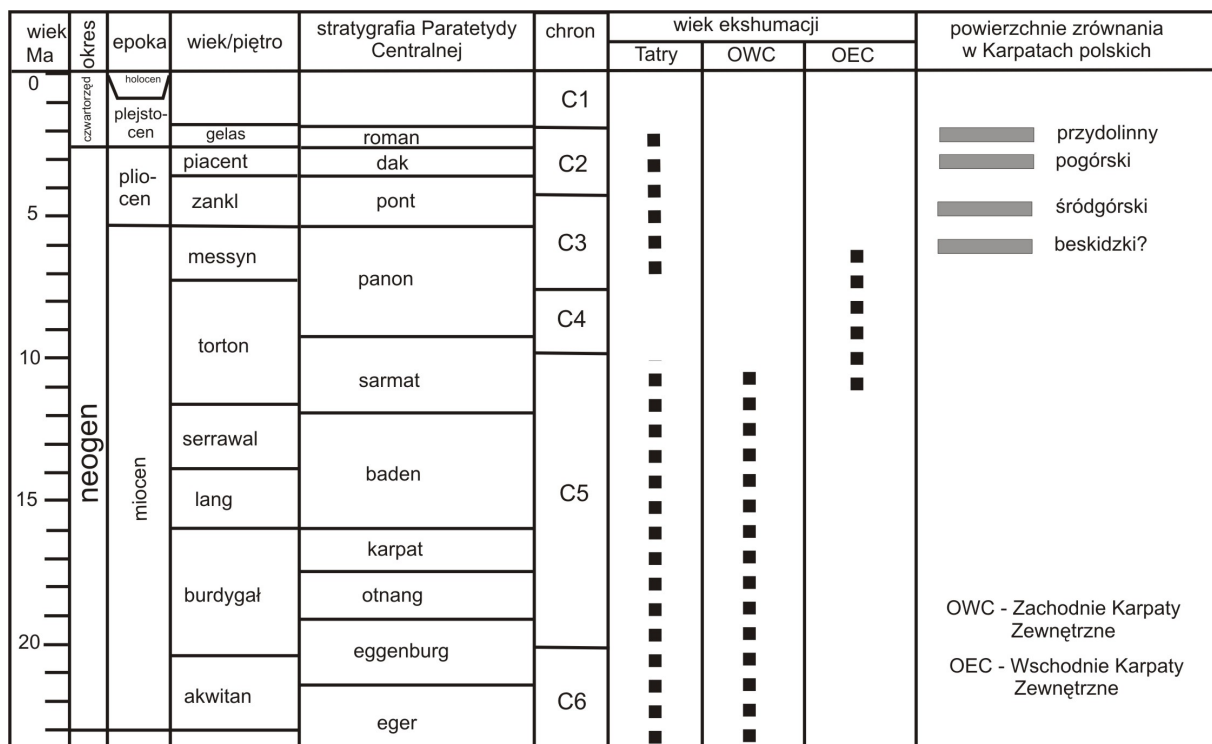
Ryc. 1. Szkic geomorfologiczny Karpat polskich (według Klimaszewskiego, 1965; zmieniony).

niszczącymi pokrywą roślinną, sprzyjającymi intensywnemu wietrzeniu i aktywnymi w długich okresach spokoju tektonicznego. Jedynymi piętrami neogenu, których czas trwania i warunki klimatyczne mogły sprzyjać procesom zrównywania rzeźby były: kosow i/lub wczesny sarmat, panon oraz – częściowo – pont i roman. Nie można jednak wykluczyć możliwości jednoczesnego formowania się spłaszczeń na wychodniach skał średnio i mało odpornych, a usytuowanych na różnych wysokościach. Spłaszczenia te mogły być rozdzielone wychodniami skał odpornych, stanowiącymi lokalne bazy erozyjne dla procesów zrównywania rzeźby. Dla niektórych obszarów (Bieszczady) sugerowano ponadto, iż wszystkie tzw. powierzchnie zrównania są powierzchniami strukturalnymi (Tokarski, 1975).

Koncepcja rozwoju kilku powierzchni zrównania zachowanych na wychodniach skał o zróżnicowanej odporności i deformowanych podczas kilku "faz orogenicznych" przetrwała w literaturze przedmiotu do końca lat 1980. W Karpatach zewnętrznych wydzielano cztery, a w wewnętrznych cztery do sześciu powierzchni zrównania, zwanych często powierzchniami częściowego zrównania (por. dyskusję w: Zuchiewicz, 2010, 2011), aczkolwiek brak osadów korelatywnych uniemożliwiało datowanie wymienionych powierzchni. Ostatnia wymiana poglądów nad procesami planacji neogeńskiej między zwolennikami przeciwstawnych koncepcji miała miejsce

w latach 1987-1988 (Klimaszewski, 1987; Starkel, 1988), jeśli pominąć kilka późniejszych opracowań z obszaru Karpat wewnętrznych oraz Bieszczadów. W ubiegłej dekadzie problem ten zaczyna nieśmiało powracać (Starkel, 2003; Minár i in., 2004; Danišik i in., 2008), w związku z pojawieniem się nowych metod badawczych. Niektórzy autorzy w ogóle kwestionują możliwość rozwoju miocেনskich powierzchni zrównania w Karpatach Zachodnich, biorąc pod uwagę rozmiary usuniętego nadkładu, szacowanego na przykład w jednostce białokarpackiej płaszczowiny magurskiej na 1,4 km (por. Bíl i in., 2004). W takim ujęciu intensywna erozja miała generować pasywną relaksację izostatyczną, prowadzącą z kolei do stanu równowagi dynamicznej między wypiętrzaniem a denudacją. Rzeźba rozwijać się zatem miała w sposób ciągły, bez potrzeby formowania powierzchni zrównania. Przychyłam się do tego poglądu.

Liczne dowody na niemal ciągłą mobilność tektoniczną płaszczowin Karpat zewnętrznych w neogenie kwestionują możliwość nieprzerwanego rozwoju powierzchni zrównania w długich okresach spokoju tektonicznego. Procesy nasuwce postępowały w sposób ciągły, aczkolwiek z różną intensywnością (7,7 do 20 mm/rok), między burdygałem a serrawalem (Oszczypko, 1997). Rozmiary ekshumacji trzonu krystalicznego Tatr uzyskane metodą trakową dla ostatnich 26-10 (Burchart, 1972)



Ryc. 2. Powierzchnie zrównania w Karpatach polskich a wiek ekshumacji według datowań trakowych apatytu (zestawiono według ró p{ej "cwqt»y . 'r qt0\ wej lgy le| "4233+0

względnie 30-15 milionów lat wyniosły 5 km (Kovač i in., 1994), a w okresie 7-2 Ma (Baumgart-Kotarba i Král, 2002) względnie 14-10 Ma – 2 km (Śmigieński, 2012) (Ryc. 2). Datowania speleotemów jaskiń tatrzańskich sugerują, że wiek najstarszych powierzchni denudacyjnych w Tatrach nie jest starszy od najmłodszego miocenu (Głazek, 1996). Rekonstruowana pozycja hipotetycznej paleopowierzchni szczytowej w zewnętrznych Karpatach Wschodnich sugerowała znaczne, chociaż zróżnicowane, rozmiary denudacji podczas inwersji post-tektonicznej (Kuśmierk, 1990). Należy także wspomnieć o roli kompaktacji molas mioceńskich podścielających nasunięte płaszczowiny karpackie. Wartości te wyniosły 500 m po wczesnym sarmacie oraz 200-300 m po wczesnym pliocenie (Oszczypko i in., 1993). Tempo wypiętrzania dedukowane z rozmiarów rozcinania „powierzchni zrównania” i różnych szacunków denudacji neogeńskiej jest zatem słabo udokumentowane. Wymienione okoliczności skłoniły L. Minára (2003) do sformułowania koncepcji tzw. tektopty, to jest poligenicznej powierzchni denudacyjno-akumulacyjnej, powstałej dzięki planacji w rejonach aktywnych tektonicznie, a podlegających ekstensji. W takim ujęciu, poziom śródgórski tworzyć się miał diachronicznie po ostatniej fazie nasuwania płaszczowin w zewnętrznych Karpatach Zachodnich: silniej na południu i słabiej na północy oraz wcześniej (panon) na zachodzie, a później (panon-pont) na wschodzie. Poziomy młodsze miały powstać w poncie i późnym pliocenie – wczesnym plejstocenie. Zaproponowane przedziały wiekowe wynikały z badań w rejonie Bratysławy i w środkowej części dorzecza Hronu, gdzie omawiane powierzchnie denudacyjne ścinają utwory o znanym wieku (Minár i in., 2004).

Liczba i wiek „powierzchni zrównania” w Karpatach zewnętrznych są zagadnieniem nadal dyskusyjnym, a brak osadów korelatywnych stawia pod znakiem zapytania przytaczany w literaturze przedmiotu wiek planacji, a zatem i rozcięcia poszczególnych poziomów. Jedyna – jak dotychczas – próba oznaczeń trakowych na apatytach i datowania (U-Th)/He intruzji cieszyńskich w czeskim segmencie zewnętrznych Karpat Zachodnich (Danišík i in., 2008) wskazuje, że rozwój „powierzchni zrównania” na tym obszarze musiał nastąpić po panonie (7,1 Ma), co nie przeczy sugestiom odnośnie do plioceńskiego wieku tych powierzchni w polskich Karpatach zewnętrznych (por. dyskusję w: Zuchiewicz, 1984, 2010, 2011).

Szacowane rozmiary postorogenicznego wypiętrzania izostatycznego (Oszczypko, 1996) wynoszą 1 km w Beskidach Zachodnich do 260-360 m

na Pogórzu Karpackim dla ostatnich 10 mln lat. Więcej wątpliwości budzą szacowane wartości denudacji, oparte na analizach stopnia diagenety, ciekłych inkluzji i kompaktacji utworów fliszowych. Umiarkowane wartości anomalii grawimetrycznych Bouguera przemawiają na korzyść nieizostatycznych procesów odpowiedzialnych za młode wypiętrzanie, szacowane na 250 do 550 m (Zoetemeijer i in., 1999). Rzeczywistą ocenę tempa wypiętrzania dają najnowsze oznaczenia trakowe. Wyniki te (por. Mazzoli i in., 2010) wskazują, że ekshumacja ( $32,1 \pm 4,8$  do  $7,0 \pm 0,8$  Ma) była częściowo równoważona ze skracaniem tektonicznym, postępowała stosunkowo szybko i „młodziła” ku wschodowi. Szacowane średnie tempo ekshumacji (0,6 do 0,8 mm rocznie, zależnie od przyjętej wartości gradientu geotermicznego) znacznie przewyższało rekonstruowane tempo erozji i denudacji, podkreślając znaczenie ekshumacji tektonicznej związanej z ekstensją.

## Literatura

- Baumgart-Kotarba M. i Král J., 2002. *Young tectonic uplift of the Tatra Mts. (fission track data and geomorphological arguments)*. [in:] J. Michalik, L. Šimon i J. Vozár (eds.), *Proceedings of XVII Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Bratislava, 1st-4th Sept. 2002*. Geologica Carpathica, 53, Spec. Issue, CD-Rom, ss. 4. (brak numeracji).
- Bíl M., Krejčí O., Franců J., Hroudka F. i Přichystal A., 2004. *Estimation of the missing eroded sediments in the Bílé Karpaty Unit (Outer West Carpathians)*. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 38: 59-66.
- Burchart J. 1972. *Fission-track age determinations of accessory apatite from the Tatra Mts., Poland*. *Earth and Planetary Science Letters*, 15: 418-422.
- Cieszkowski M., Witek K. i Wójcik A., 1977. *Nowe stanowisko osadów miocenu koło Dubiecka*. *Przegląd Geologiczny*, 25 (7): 363-366.
- Danišík M., Pánek T., Matýsek D., Dunkl I. i Frisch W., 2008. *Apatite fission track and (U-Th)/He dating of techenite intrusions gives time constraints on accretionary processes and development of planation surfaces in the Outer Western Carpathians*. *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F.*, 52 (3): 273-289.
- Głazek J., 1996. *Kras i jaskinie Tatr Polskich, stan i perspektywy badań*. [w:] A. Kotarba (red.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a człowiek. Tom 1. Nauki o Ziemi*. TPN, PTPNoZ Oddział Krakowski, Kraków - Zakopane: 31-44.

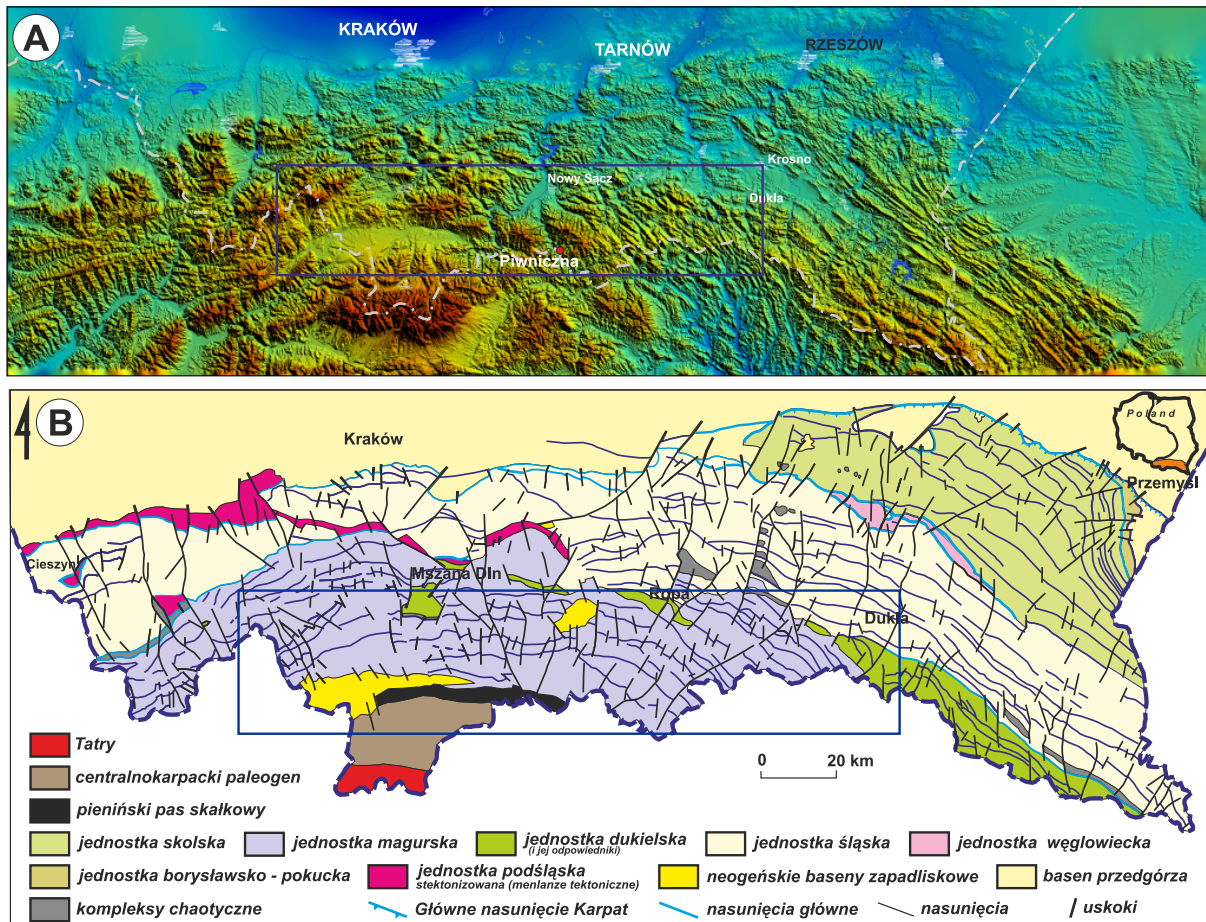
- Klimaszewski M., 1934. *Z morfogenezy Polskich Karpat Zachodnich*. Wiadomości Geograficzne, 12 (5-9): 30-41.
- Klimaszewski M., 1965. *Views on the geomorphological development of the Polish West Carpathians in Tertiary times*. [in:] E. Mazúr i O. Stehlik (eds.), *Geomorphological Problems of Carpathians, vol. I*. Vyd. SAV, Bratislava, 91-121
- Klimaszewski M., 1987. *O rozwoju geomorfologicznym Karpat Zachodnich*. Przegląd Geograficzny, 59: 405-419.
- Kováč M., Král J., Márton E., Plašienka D. i Uher P., 1994. *Alpine uplift history of the Central Western Carpathians: geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data*. Geologica Carpathica, 45: 83-96.
- Kuśmirek J., 1990. *Zarys geodynamiki centralnokarpackiego basenu naftowego*. Prace Geologiczne Komisji Nauk Geologicznych PAN Oddział w Krakowie, 135: 1-85.
- Mazzoli S., Jankowski L., Szaniawski R. i Zattin M., 2010. *Low-T thermochronometric evidence for post-thrusting (<11 Ma) exhumation in the Western Outer Carpathians, Poland*. Comptes Rendus Geoscience, 342: 162-169.
- Minár J., 2003. *Stredohorská roveň v Západných Karpatoch ako tektonická nádrž: návrh pracovnej hypotézy*. Geografický Časopis, 55 (2): 141-158.
- Minár J., Bizubová M. i Gallay M., 2004. *General aspects of denudation chronology of the West Carpathians*. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 38: 5-22.
- Oszczypko N., 1996. *Miocenńska dynamika polskiej części zapadliska przedkarpackiego*. Przegląd Geologiczny, 44 (10): 1007-1018.
- Oszczypko N., 1997. *The Early-Middle Miocene Carpathian peripheral foreland basin (Western Carpathians, Poland)*. Przegląd Geologiczny, 45 (10): 1054-1063.
- Oszczypko N., Tomáš A. i Zuchiewicz W., 1993. *Rola kompaktacji w ocenie mobilności neotektonicznej pogórzy karpaccich*. Przegląd Geologiczny, 41 (6): 411-416.
- Sawicki L., 1909. *Z fizjografii Zachodnich Karpat*. Extrait. du Bull. Soc. Pol. pour l'avancé. des sc. 9: 147-154.
- Starkel L., 1965. *Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich (na przykładzie dorzecza górnego Sanu)*. Prace Geograficzne IG PAN, 50: 1-160.
- Starkel L., 1972. *Karpaty Zewnętrzne*. [w:] M. Klimaszewski (red.), *Geomorfologia Polski, Tom I*. PWN, Warszawa, 52-115.
- Starkel L., 1975. *Communiqué au sujet de l'état des recherches sur le développement des surfaces d'aplanissement dans les Carpates polonaises*. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 9: 75-81.
- Starkel L., 1988. *O genezie i wieku zrównań w Polskich Karpatach (w odpowiedzi Profesorowi M. Klimaszewskiemu)*. Przegląd Geograficzny, 60: 401-408.
- Starkel L., 2003. *Are the planation surfaces still existing in the flysch Carpathians?* Geomorphologia Slovaca, 3 (1): 73.
- Śmigieński M., Stuart F., Persano C., Krzywiec P., Sinclair H., Aleksandrowski P. i Pisaniec K., 2012. *Subsequent exhumation, burial and exhumation of the Tatra Mountains constrained by the low temperature thermochronology*. Mineralia Slovaca, 44: 105.
- Tokarski A. K., 1975. *Geologia i geomorfologia okolic Ustrzyk Górnych, polskie Karpaty wschodnie*. Studia Geologica Polonica, 48: 1-92.
- Wójcik A., 2003. *Czwartorzęd zachodniej części Dołów Jasielsko-Sanockich (polskie Karpaty Zewnętrzne)*. Quaternary of the western part of the Jasło-Sanok Depression (Polish Outer Carpathians). Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 178: 1-148.
- Zoetemeijer R., Tomek Č. i Cloetingh S., 1999. *Flexural expression of European continental lithosphere under the western outer Carpathians*. Tectonics, 18 (5): 843-861.
- Zuchiewicz W., 1984. *Ewolucja poglądów na genezę i wiek karpaccich powierzchni zrównania*. Przegląd Geologiczny, 32 (8-9): 468-477.
- Zuchiewicz W., 1987. *Ewolucja i strukturalne założenia sieci rzecznej Karpat w późnym neogenie i wczesnym czwartorzędzie*. [w:] A. Jahn i S. Dyjor (red.), *Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce*. Ossolineum, Wrocław, 211-225.
- Zuchiewicz W., 2010. *Neotektonika Karpat Polskich i zapadliska przedkarpackiego*. Wydawnictwa AGH, Kraków, ss. 234.
- Zuchiewicz W., 2011. *Planation surfaces in the Polish Carpathians: myth or reality?* Geographia Polonica, 84, Special Issue, Part 2: 155-178.



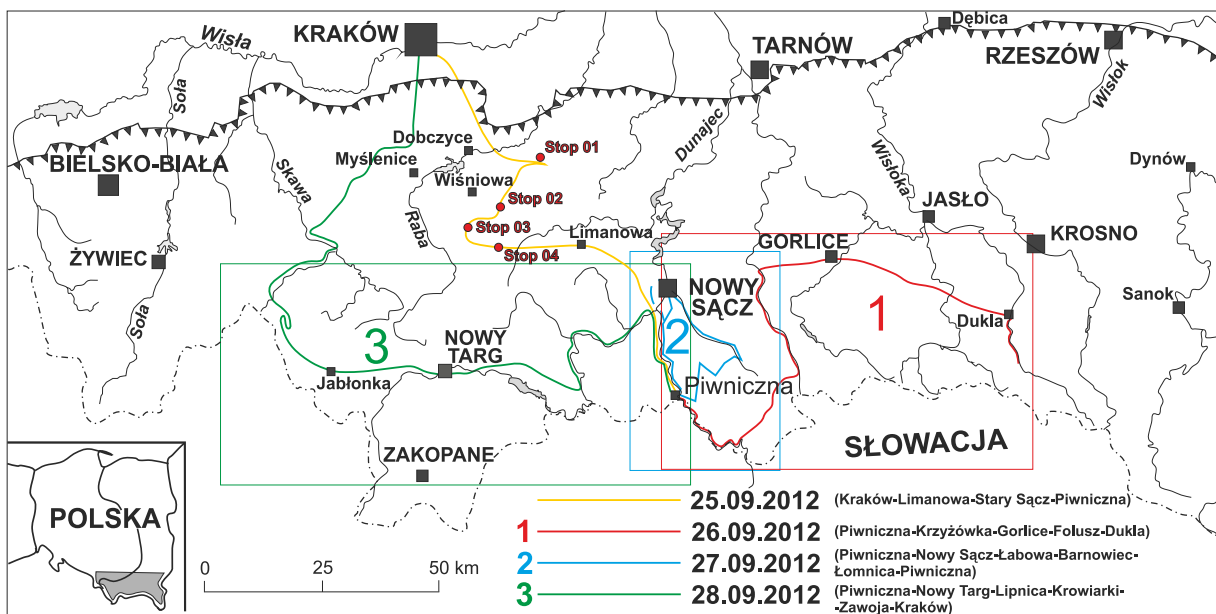
# **Przewodnik do wycieczek terenowych**



Wycieczki terenowe III Warsztatów Geomorfologii strukturalnej będą prowadzone w obrębie Beskidu Niskiego i Dołów Jasielsko-Sanockich (centralnej depresji karpackiej) (środa), w obrębie Beskidu Sądeckiego (czwartek) i rejonu Babiej Góry (Kotlina Orawska - przełęcz Krowiarki - Zawoja) (piątek).



Ryc. 1. Zasięg wycieczek terenowych III Warsztatów Geomorfologii Strukturalnej: 25-28 września 2012, na tle modelu cyfrowego (STRM) Karpat północnych (A) i mapy geologicznej Karpat (wg Jankowskiego, 2007).



Ryc. 2. Trasy wycieczek terenowych III Warsztatów Geomorfologii Strukturalnej: 25-28 września 2012.

**Wtorek 25.09.2012**

## **Przejazd na trasie Kraków – Piwniczna**

**Trasa: Kraków – Łapanów – Trzciana – Łapanów – Skrzydlina – Wola Skrzydlańska – Gruszowiec – Limanowa – Gólkowice – Stary Sącz – Piwniczna**

### **Stop 0.1. Trzciana Działy. Widok na Beskid Wyspowy. Grawitacyjne umiejscowienie czola płaszczowiny magurskiej.**

*Leszek Jankowski, Włodzimierz Margielewski*

Pozycja GPS: N 49°51,850'; E 20°22,050'

W miejscowości Trzciana Działy na trasie Wieliczka – Łapanów – Muchówka, widoczna jest charakterystyczna panorama Beskidu Wyspowego (Ryc. 0.1). Poszczególne płyty masywnych piaskowców magurskich tworzą tu charakterystyczne, odizolowane wzgórza o charakterze wyspowym. Taki układ wzgórz został zdeterminowany już na etapie basenowym, kiedy to duże fragmenty masywu („bryły”) piaskowców magurskich podścielonych często drobnorytmiczną sekwencją warstw hieroglifowych lub pstrymi łupkami, ześlizgiwały się grawitacyjnie po skłonie resztkowego basenu menilitowo-krośnieńskiego (Jankowski i in., 2012; Jankowski, Margielewski 2012). Były one także przemieszczane w fazie tworzenia struktur górotworu w pierwszym etapie deformacji (tzw. etap nasunięć „w sekwencji”). Stąd często przełęcze pomiędzy odizolowanymi wzgórzami, zostały utworzone w obrębie melanży tektonicznych, często wykorzystywanych przez rzeki (Jankowski, Margielewski 2012). Istotnym przykładem tego typu procesów jest Kostrza – charakterystyczne odizolowane wzgórze uformowane z utworów jednostki magurskiej, tkwiących w formie czapki tektonicznej na utworach jednostki śląskiej (Ryc. 2 – Stop 0.1; Ryc. 0.1).



**Ryc. 0.1.** Panorama Beskidu Wyspowego (rozfragmentowany próg płaszczowiny magurskiej) widoczna z Trzciany (Pogórze Wielickie).

### **Stop 0.2. Skrzydlina – Kamieniołom.**

*Leszek Jankowski*

Pozycja GPS: N 49°44,884'; E 20°10,025'

Kamieniołom znajduje się w strefie tzw. łuski Bystrego (Burtan, Sokołowski, 1956). Odślania się w nim profil warstw menilitowych jednostki dukielskiej. Wyznacznikiem facjalnym zewnętrznej (w wielu opracowaniach wyróżnia się przynajmniej dwa elementy tektoniczne tej jednostki; dukielską i grybowską) części silnie stektonizowanej jednostki dukielskiej jest kompleks piaskowców cergowskich. Piaskowce cergowskie wykształcone

zwykle jako masywne, gruboławicowe piaskowce z przeławiczeniami ciemnych łupków menilitowych stanowią fację rozprowadzaną kanałowo od południowej części basenu – są tu one wyznacznikiem facjalnym jednostki dukielskiej i południowego skłonu basenu Karpat. Wiązać je można bowiem z czasowo (w istocie tylko w oligocenie) istniejącym wyniesieniem, o charakterze wyniesienia wewnątrzbasenowego (zwanego w literaturze kordylerą śląską). Kanałowo rozprowadzane piaskowce cergowskie wykazują zmienność miąższości, najbardziej mięzsze fragmenty budują charakterystyczne masywy skalne (w Beskidzie Niskim m.in. Górę Cergową, czy górę Piotruś). Ze względu na występujące w nich dolomityczne spoiwo (Peszat, 1976) są one bardzo odporne na wietrzenie. W odsłonięciu szczególnie dobrze widoczne są utwory o charakterze wypełnienia kanału – konglomeraty o dużym udziale dobrze obtoczonych bloków o znacznej średnicy (Ryc. 0.2). Ponadto w profilu odsłonięcia, w wyższej części warstw menilitowych, widoczne są poziomy piaskowca cergowskiego.



**Ryc. 0.2.** Kamieniołom w Skrzydlnej. Wypełnienie kanału materiałem egzotycznym w obrębie warstw menilitowych (fot. L. Jankowski).

Zarówno geometria wypełnienia kanału jak i wskaźniki kierunkowe warstw cergowskich wskazują tu, podobnie jak i w innych rejonach występowania warstw cergowskich, na transport materiału głównie od południa, z dobrze widocznym wypełnieniem kanału rozcinającego w tym przypadku poziom wcześniej złożonych warstw menilitowych. Wypełnienie kanału było błędnie interpretowane jako „olistostroma” (por. Polak, 1999). W materiale wypełnienia dominuje materiał egzotyczny. Podobnie jak w całej jednostce dukielskiej, rozwiniętej na przedpolu jednostki magurskiej (Jankowski, Kopciowski,

w przygotowaniu) transport materiału w piaskowcach cergowskich pochodzi z południa. Charakter wypełnienia sugeruje bardzo płytkie środowisko i niedaleki transport. Wypełniające kanał otoczaki świadczą ponadto o ekshumacji i budowie geologicznej erodowanego fragmentu (wyniesienia wewnątrzbasenowego) podłoża – można go identyfikować z czasowo i lokalnie (w niektórych tylko miejscach basenu) wypiętrzoną kordylierą śląską. Warto zauważyć, że w czasie istnienia basenu Karpat szereg „kordylier” rozwija się wzdłuż całej strefy basenowej (np. wyniesienie węglowieckie), co wiązać można z ekstensją, tworzącą szereg wewnątrzbasenowych wyniesień – w tym konkretnym przypadku ekstensją oligoceńską, tworzącą także m.in. przestrzeń akomodacyjną tzw. centralno-karpackiego paleogenu (fliszu podhalańskiego – por. Jankowski, Probulski, 2012; Jankowski i in.. 2012).

### **Stop 0.3. Wola Skrzydłańska.**

Widok na Pieninki Skrzydłańskie, szereg malowniczych wzgórz rozciągających się pomiędzy Lubogoszczą i Cietniem, powstałych w obrębie piaskowców cergowskich (jednostka dukielska).

*Leszek Jankowski*

Pozycja GPS: N 49°44,535'; E 20°08,085'

Z punktu widokowego przy drodze z Wiśniowej do Kasiny Wielkiej widzimy pasmo tzw. Pieninek Skrzydłańskich. Obszar ten ma skomplikowaną budowę tektoniczną. Na bezpośrednim przedpolu jednostki magurskiej (w jej brzegowej części widzimy szereg grawitacyjnie umiejscowionych płatów piaskowca magurskiego np. płat Ćwilina, Łopienia czy Śnieżnicy) rozciąga się strefa zaliczana w wielu opracowaniach kartograficznych do jednostki śląskiej (por. Żytko i in., 1988). Ostatnie badania (por. Jankowski i Kopciowski, w przygotowaniu) sugerują jednakże, że jest to fragment jednostki dukielskiej, co potwierdza



**Ryc. 0.3.** Pieninki Skrzydłańskie – charakterystyczne, niewielkie, odizolowane wzgórza utworzone z piaskowca cergowskiego. Widok z Woli Skrzydłańskiej (fot. W. Margielewski).

pierwotny pogląd J. Burtana (w: Burtan, Sokołowski, 1956) na tę strefę. Na północ od strefy występowania warstw menilitowych z udziałem piaskowca cergowskiego (tzw. łuska Bystrego) rozciąga się szeroki pas melanżu tektonicznego (w literaturze znany jako strefa wypiętrzeń tektonicznych – strefa lanckorońsko-żegocińska). W strefie melanżu ukazują się liczne (różnorodne) elementy facjalne, głównie płytkowodne lub deponowane w strefie skłonu basenu (np. margle pstre lub margle frydeckie) tradycyjnie zaliczane do jednostki podśląskiej. Strefa lanckorońsko-żegocińska zaznaczająca się w morfologii jako pas obniżeń, jest silnie zdeformowaną strefą, przybierającą na znacznym obszarze charakter melanżu tektonicznego (Jankowski, 2008). Jej charakter wynika z wieloetapowej deformacji. Strefa ta utworzona została jako strefa nasunięcia pozasekwencyjnego (ang. *out-of-sequence: o-o-s*), potem była strefą uskoku przesuwczego wykorzystującą ową powierzchnię nasunięcia i wreszcie, w wyniku ekstensyjnego kolapsu górotworu wykorzystana została w procesie tworzenia uskoku normalnych. Stowarzyszone w genezie ze strefą lanckorońsko-żegocińską obszary przylegające np. tutejsza łuska Bystrego (podobny charakter w genezie ma inna łuska Bystrego, znajdująca się w rejonie bieszczadzkiem, związana genetycznie z wielką strefą melanżu – Jankowski, Probulski, 2012) wykazują geometrię typu *flower structure*, co daje pasowy i łukowaty przebieg elementów tektonicznych i facjalnych. Tzw. Pieninki Skrzydłańskie są więc formą morfologiczną związaną genetycznie z rozprzestrzeniem odpornego na wietrzenie piaskowca cergowskiego w strukturach łuski Bystrego. Jak wspomniano (zobacz Stop 0.2) istotne znaczenie dla morfologii tego pasma ma rozprzestrzenie piaskowca cergowskiego, tworzącego kanałowe wypełnienia w obrębie warstw menilitowych. Masywne piaskowce cergowskie tworzą izolowane pagórki otoczone są strefami obniżeń. W tym przypadku głównie odporność piaskowca cergowskiego wpływa na lokalny relief ale już geometryczne rozprzestrzenie pagórków wynika z tektonicznego układu (sugerowana strefa o typie *flower structure*). Co istotne, nazwa „pieninki” stanowi przypadkowo nawiązanie do potężnej struktury – Pienińskiego Pasa Skalicowego, którego geneza jest podobna do genezy strefy lanckorońsko-żegocińskiej (w ewolucji PPS też możemy wyróżnić etap *o-o-s*, etap uskoku przesuwczego i etap kolapsu). Podobnie też, wynoszenia i obniżenia w obrębie PPS można wiązać ze strefami o charakterze *flower structure*.

#### **Stop 0.4. Gruszowiec. Przełęcz pomiędzy Śnieżnicą i Ćwilinem.**

*Leszek Jankowski*

Pozycja GPS: N 49°44,535'; E 20°08,085'

Pomiędzy odizolowanymi wzgórzami Ćwilin i Śnieżnica w Beskidzie Wyspowym, występuje charakterystyczna, stosunkowo głęboka przełęcz (Ryc. 0.4). Powstała ona w obrębie jednej z wielu stref ścięć tektonicznych, licznych w Beskidzie Wyspowym, wykorzystując osłabioną strefę melanżu tektonicznego i stowarzyszony z nią kompleks chaotyczny o typie melanżu tektonicznego. W występujących w sąsiedztwie przełęczy odsłonięciach piaskowców magurskich w kamieniołomie w Gruszowcu, widoczne są liczne asocjacje uskoku normalnych (*normal faulting*) towarzyszących tej strefie ścięcia.

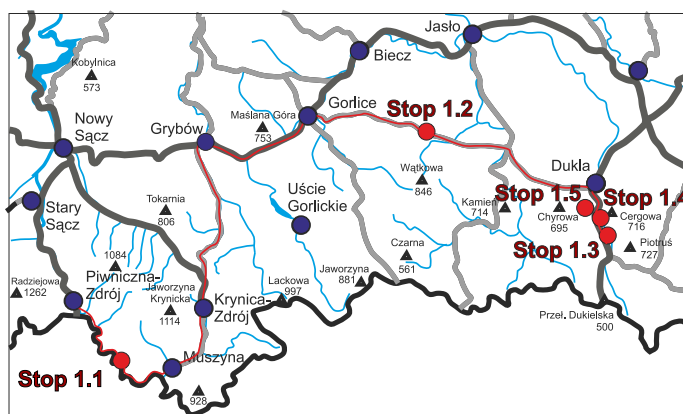


**Ryc. 0.4.** Przełęcz Gruszowiec pomiędzy Ćwilinem (z lewej) i Śnieżnicą, o rozwoju warunkowanym tektonicznie. Widok od strony Chyszówek (fot. W. Margielewski).

**Dzień pierwszy – środa 26.09.2012**

### **Beskid Sądecki – Beskid Niski**

Strukturalne uwarunkowania rozwoju rzeźby w aspekcie nowego spojrzenia na budowę geologiczną Beskidu Niskiego. Geologiczne aspekty elewowania masywu Góry Cergowej. Osuwisko i jaskinie z datowanymi naciekami na Górze Kilanowskiej w Lipowicy.



**Trasa: Piwniczna – Żęgiestów – Muszyna – Krzyżówka – Grybów – Gorlice – Folsz – Dukla – Lipowica – Zawadka Rymanowska – Lipowica – Dukla – powrót do Piwnicznej**

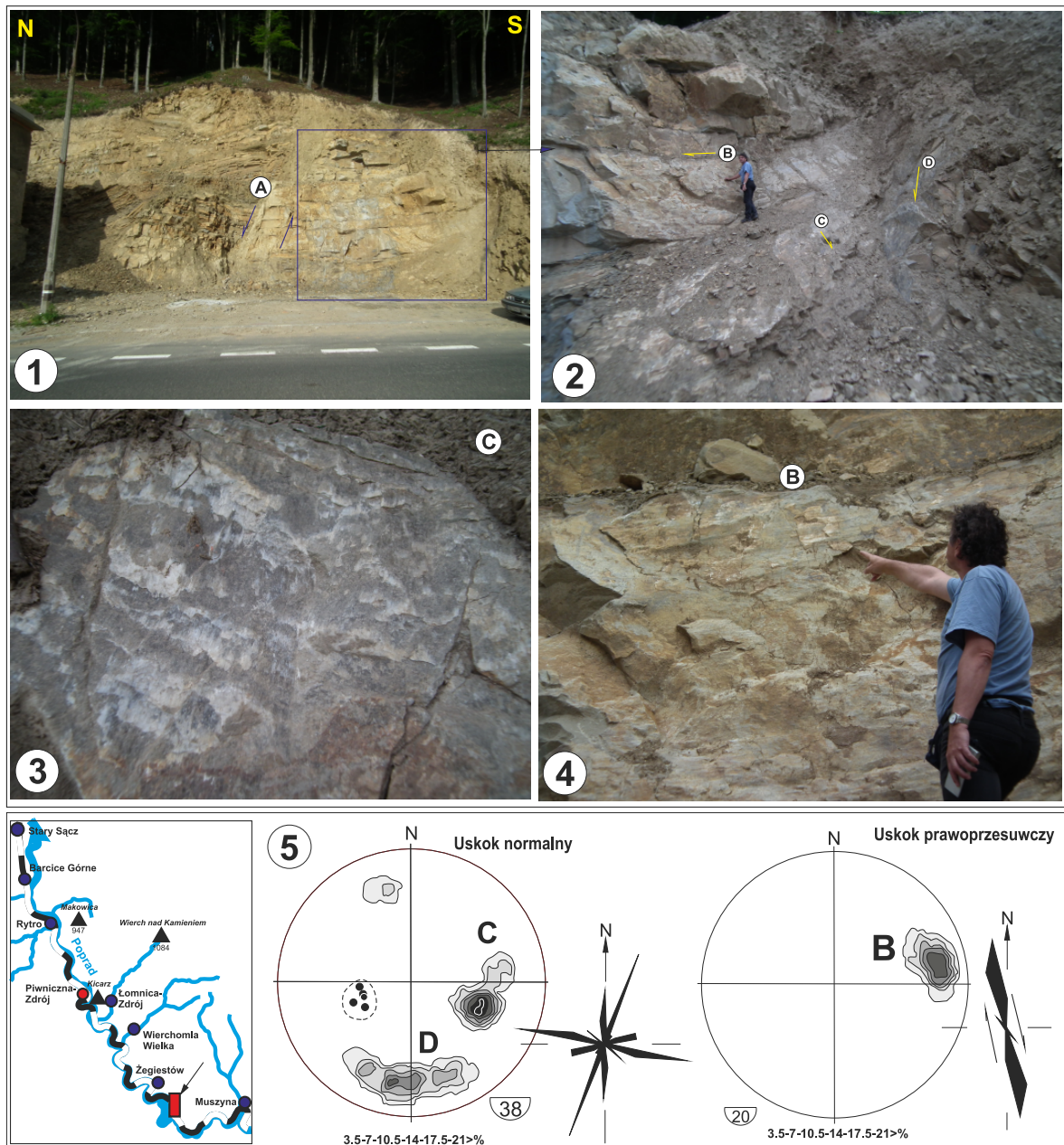
**Stop 1.1. Żęgiestów Światowid. Asocjacje uskoków związane z dyslokacją Popradu. Wpływ dyslokacji na kształtowanie się przelomu rzeki.**

*Leszek Jankowski, Włodzimierz Margielewski*

Pozycja GPS: N 49°21,547'; E 20°48,632'



Przy drodze wzdłuż przełomowej doliny Popradu z Piwnicznej ku Muszynie, na prawym, wysokim brzegu rzeki w Żegiestowie, widoczne jest duże odsłonięcie kompleksów skalnych. Powstało ono w trakcie robót budowlanych związanych z renowacją i rozbudową kompleksu uzdrowskiego Świątovid w Żegiestowie. Zasadniczą część odsłonięcia zajmują gruboławicowe piaskowce o litotypie piaskowca magurskiego, kontaktujące wzdłuż uskoku normalnego (właściwie szerokiej strefy dyslokacyjnej) z drobnorytmiczną sekwencją utworów o litotypie warstw hieroglifowych. Widoczny tu również kontakt sedimentacyjny warstw hieroglifowych z piaskowcami magurskimi znaczy wyraźną granicę sekwencji



**Ryc. 1.1.** Odsłonięcie warstw magurskich (i hieroglifowych) na prawym, wysokim brzegu doliny Popradu, w jego przełomowym odcinku w Żegiestowie (1). W obrębie odsłaniających się skał widoczne liczne dyslokacje różnego typu i generacji (A-D: strzałki na Ryc. 2 pokazują kierunek przemieszczeń bloków przyległych do powierzchni skalnych). Poniżej (5) położenie płaszczyzn uskokuw na diagramach sękań – konturowym (projekcja biegunów na dolną półkulę) i kierunkowych (fot. W. Margielewski).

sedymenacyjnej związanej prawdopodobnie z gwałtownym (relatywnym) obniżeniem poziomu morza. Kompleks warstw hieroglifowych tworzy tu skrzydło zrzucone uskoku normalnego (Ryc. 1.1 – 1A). W obrębie grubolawicowych piaskowców widocznych jest kilka generacji uskoków, częściowo reaktywowanych w trakcie różnych etapów tektonogenezy (Ryc. 1.1.2: B-D. Wśród asocjacji uskoków, najstarszym w zespole jest uskok prawoprzesuwczy ( $230-270/60-80^{\circ}$ ) powstały na etapie kompresyjnym (Ryc. 1.1.2-4; B, diagram B). Rysy ślizgowe widoczne na powierzchniach luster tektonicznych pozwalają na jednoznaczną identyfikację prawoprzesuwczego charakteru przemieszczeń, zarówno w ośrodku trójwarstwowym (z kalcylem – Ryc. 1.1.4), jak i dwuwarstwowym. Młodszy w zespole jest uskoku normalny, o kierunku zapadania powierzchni uskoku (265-330/40-75), który powstał w efekcie reaktywacji uskoku prawoprzesuwczego (Ryc. 1.1.2-C, diagram C). Najmłodszy w zespole jest uskoku normalny o kierunku zapadania płaszczyzny 2-5/60-75 $^{\circ}$ ), tnący obydwie asocjacje uskoku (Ryc. 1.1.2 –D, diagram D). Przełomowa dolina Popradu (o charakterze regresyjnym) ma więc ewidentnie założenia tektoniczne. Została założona wzdłuż wielokrotnie reaktywowanej strefy dyslokacyjnej. W Żegiestowie prostoliniowy fragment przełomowej doliny rzecznej nawiązuje do asocjacji uskoku prawoprzesuwczego, reaktywowanego jako normalny (Ryc. 1.1.2 – B-C), natomiast odcinki rzeki tworzące zakola obramowane wąską doliną, nawiązują do najmłodszego w zespole uskoku normalnego (2-5/60-75 $^{\circ}$ ) (Ryc. 1.1.2-D). Do tego uskoku nawiązują także kierunki dopływów Popradu (m. in. Łomniczanka, Wierchomla, Kokuszka), prawdopodobnie związane reaktywowanymi później strefami spękań i uskoku stowarzyszonych z uskoku Popradu. Szczegółowe badania tektoniczne przeprowadzone przez autorów w kamieniołomach w Wierchomli, Barcicach, licznych odsłonięciach występujących wzdłuż doliny Popradu pomiędzy Wierchomlą i Rytrem (zobacz 2 dzień wycieczek) a także w dolnych partiach Potoku Życzanowskiego, wskazują, iż przełomowa dolina Popradu przez Beskid Sądecki została uformowana w obrębie rowu tektonicznego o dnie charakteryzującym się subsydencją, której towarzyszyło silne, grawitacyjne zaciskanie doliny rzecznej przez stektonizowane masywy skalne budujące obydwie jej zbocza. Temu procesowi sprzyjały liczne, sprzężone uskoki normalne, zrzucające segment tworzący oświą część doliny.

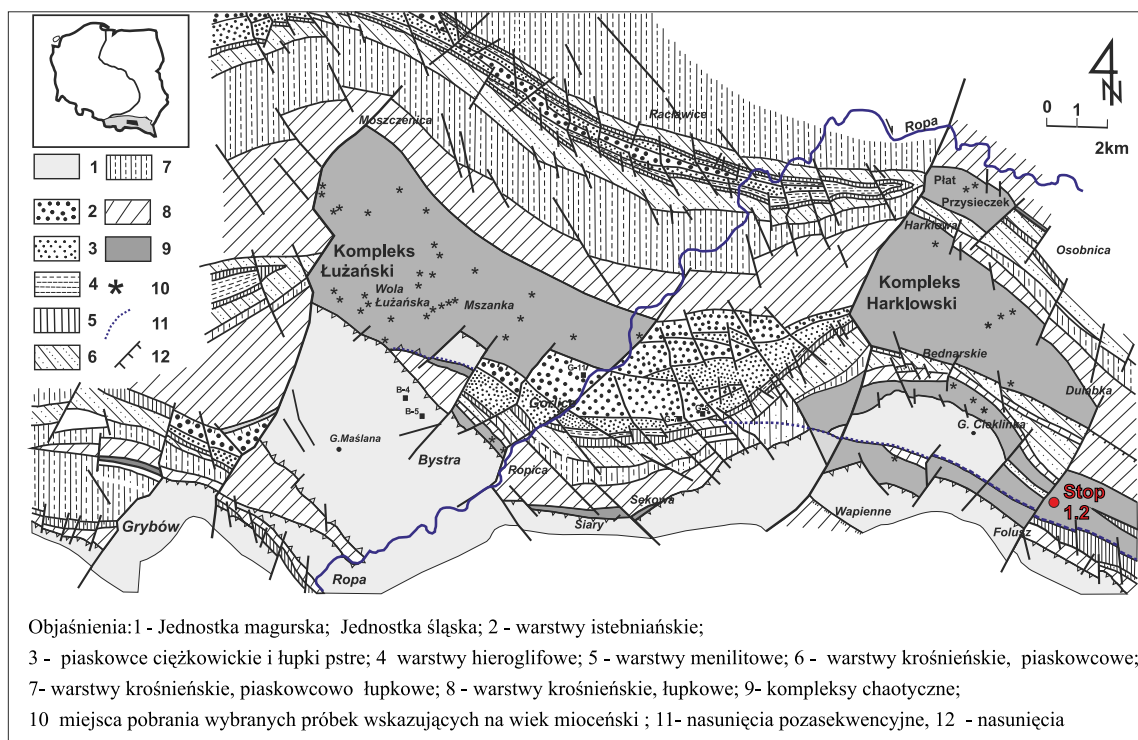
### **Stop 1.2. Folusz Krzyżówka. Widok na Górę Cieklinę, kompleks Harklowej, próg jednostki magurskiej.**

Pozycja GPS: N 49°37,590'; E 21°23,386'

*Leszek Jankowski*

Z krzyżówki w Foluszu widoczna jest charakterystyczna panorama przedpola Beskidu Niskiego (frontu nasunięcia magurskiego). Ku zachodowi wyraźnie zaznacza się charakterystyczny owalny zarys góry Cieklinki – wzgórze o charakterze wyspowym, ku północy widoczne są tzw. półwyspy Harklowej i (dalej na zachód) – Łużnej, zaś od południa Beskid Niski opada zwartym, charakterystycznym progiem morfologicznym powstałym na czole płaszczyzny magurskiej, ku obniżeniu centralnej depresji karpackiej (Ryc. 1.2).

Relief kompleksu chaotycznego Harklowej (tzw. „półwyspu Harklowej”) widoczny ku północy (zobacz Ryc. 1.2.1) uważany był niegdyś za fragment jednostki magurskiej. Najnowsze badania dowiodły jednak, że jest to kompleks chaotyczny „zrzucony” w miocenie do centralnej depresji karpackiej, podobnie jak bardziej zachodni „półwysep Łuźnej” (Jankowski 2007, 2008). Prawdopodobne zsuniecie fragmentu jednostki magurskiej (góra Cieklinka) nastąpiło łącznie z masami „półwyspu Harklowej”.



Ryc. 1.2.1. Mapa geologiczna okolic Gorlic (wg Jankowski, 2007).

Kompleksy chaotyczne odkryte w ostatnich latach w wyniku badań kartograficznych (np. Jankowski 2007, 2008) stanowią istotny fragment górotworu karpackiego, dokumentujący zarówno etapy rozwoju basenu jak też etapy procesu jego zamykania oraz wielokrotnych deformacji tektonicznych górotworu. Mają także istotne znaczenie morfotwórcze (zobacz Ryc. 1.2.3). Kompleksy chaotyczne często tworzą utwory o strukturze typu „bloki w matriks” (ang. *blocks in matrix*), w których pierwotna ciągłość warstw została rozerwana, zaś bardziej odporne bloki tkwiące w mniej odpornym *matrix* (olistolity) tworzą często wzgórza ostańcowe (Ryc. 1.2.3). Do kompleksów chaotycznych w Karpatach zaliczyć można utwory o genezie sedymentacyjnej np. o typie zsuwów, ześlizgów (olistostrom) jak i tektonicznych melanży oraz utwory o genezie mieszanej. Duże znaczenie, także dla rozwoju rzeźby ma proces grawitacyjnego umieszczania znacznych mas górotworu w jego strukturach. Proces zsuwania i umieszczania potężnych zsuwów (głównie kompleksów skłonowych, na które składają się już zestalone fragmenty tworzonych górotworu) w obręb basenu widoczny jest już na etapie zamykania basenu. Jednym z charakterystycznych elementów sukcesji zamykanych resztkowych basenów, zwłaszcza w ostatnim etapie rozwoju gdy dochodzi do dezorganizacji starych systemów depozycyjnych jest powszechny wzrost roli (poza dominującymi dotychczas osadami prądów zawieszinowych) osadów innych ruchów

masowych rozwiniętych jako *debris flow*, *mud flow* czy potężnych zsuwów typu *slide*. U podnóża aktywnych tektonicznie, przeciążonych skłonów zbudowanych z nasuniętych na siebie złuskowanych elementów tworzonego górotworu dochodzi do nagromadzeń ześlizgów podmorskich.

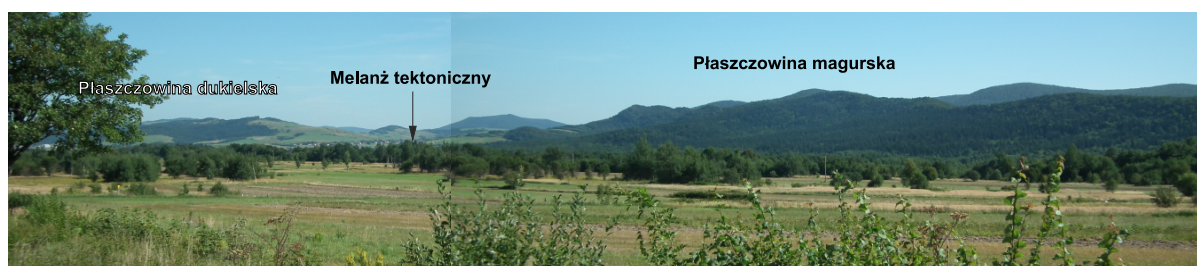
Kompleksy chaotyczne o genezie sedymentacyjnej często tworzone są jako osady syntektoniczne, pozwalające datować czas nasunięć. Większość pasów fałdowych przechodzi już w czasie nasuwania i bezpośrednio po nim dość znaczną erozję a niski „potencjał zachowawczy” (możliwość zachowania osadów w górnej części sekwencji) osadów składanych w basenach resztkowych utrudnia odtworzenie późnych etapów historii zamykania basenu, m.in. częstych w nim „kolapsów”. Stąd też stosunkowo słaby stopień zachowania kompleksów chaotycznych wypełniających basen resztkowy (jako najmłodsze są często usuwane przez erozję). W wielu górotworach stopień ich rozpoznania w profilach jest niedostateczny, co wynikać może z ich litologicznego charakteru – *matrix* stanowi zwykle wcześniej osadzony osad występujących w starszych częściach profili. Erozja postępującej przyzmy akrecyjnej Karpat i usunięcie w pierwszej kolejności osadów deponowanych w basenach resztkowych sprawia, że osady syntektoniczne zostają zachowane tylko w przypadkach „przyłapania” ich pod nasunięciami.



**Fot. 1.2.2.** Góra Cieklinka. Widok ze skrzyżowania w Folszu ku zachodowi (fot. W. Margielewski).

Jak wynika z prac terenowych prowadzonych w trakcie opracowania szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000, synklina góry Cieklinki (Ryc. 1.2.1) ulokowana jest na nasuniętej łusce Bednarki-Cieklinka a od strony południowej ograniczona jest oknem tektonicznym Bednarki-wsi (Ryc. 1.2.1). Jednakże pozycja geologiczna jednostki magurskiej w okolicach góry Cieklinki nie jest jasna. Jej rotacja i relacje facjalne (starsze warstwy inoceramowe występują tu nad młodszym kompleksem warstw magurskich) wskazują także na możliwość grawitacyjnego umiejscowienia i zrotowania tego brzegowego fragmentu jednostki magurskiej. Można więc wysunąć hipotezę o grawitacyjnym umiejscowieniu zarówno tzw. „półwyspu Harklowej” jak i występujących na przedpolu płytów w basenie krośnieńskim, a także płatu góry Cieklinki jeszcze przed etapem ścięcia tektonicznego tego

fragmentu basenu krośnieńskiego. Jednocześnie dla mas „półwyspu Harklowej” jak i góry Cieklinki logiczna wydaje się hipoteza grawitacyjnego zsuwu (*slide*), w którym najbardziej zwarta, wewnętrzna część zsuwu ma zachowany układ stratygraficzny i strukturalny. W kierunku północnym zsuw przechodzi w spływ bardziej rozczłonkowanych i mniej spójnych płatów o charakterze ześlizgów (*slump*) czy spływów grawitacyjnych (*debris flow* czy *mud flow*). Zsuwy mające znaczny potencjał erozyjny i mogły zostać umieszczone na różnych ogniwach stanowiących ówczesnie podłoże basenu. Ich „zejście” w niżej położone fragmenty górotworu może mieć istotne znaczenia dla odciążenia i wyniesienia obciążonych partii górotworu, silnie elewowanych w rzeźbie (jak m in. masyw Babiej Góry – zobacz trzeci dzień wycieczek – piątek).



**Ryc. 1.2.3.** Progi morfologiczne płaszczowiny magurskiej (z prawej) i płaszczowiny dukielskiej (z lewej) na kontakcie z centralną depresją karpacką. Pomiędzy płaszczowinami występuje strefa melanżu tektonicznego, wykorzystywana przez dolinę rzeki Kłopotnica (fot. W. Margielewski).

### **Folusz – próg Magury i kontakt tektoniczny jednostki magurskiej i dukielskiej: kompleks chaotyczny typu melanżu tektonicznego doliny Kłopotnicy.**

Na południe i wschód od skrzyżowania w Foluszu widoczny jest charakterystyczny próg morfologiczny opadający ku centralnej depresji karpackiej, podzielony na dwa segmenty (Ryc. 1.2.3). Od wschodu tworzą go utwory płaszczowiny dukielskiej, zaś ku zachodowi, zwarty próg morfologiczny został uformowany z utworów tworzących czoło nasunięcia magurskiego. Pomiędzy nimi występuje obniżenie (Ryc. 1.2.3.). Szczegółowe badania geologiczne przeprowadzone przez autora wykazały, że powstało ono w obrębie kompleksów chaotycznych o typie melanżu tektonicznych, związanych z wzajemnym przemieszczeniem obydwu jednostek względem siebie. Współcześnie strefa osłabionego górotworu w obrębie melanżu tektonicznego, jest wykorzystywana przez dolinę rzeki Kłopotnica.

Melanże o wyłącznie tektonicznej genezie nie są jednostkami stratygraficznymi. Istotne znaczenie ma czas i kontekst powstania utworu. Mimo, że np. kompleks chaotyczny składać się może z jednego tylko „przerobionego” ogniwa stratygraficznego nie może być jednak z nim identyfikowany gdyż istotne znaczenie ma czas i kontekst „przerobienia”. Typowym przykładem dla Karpat jest tu ogniwo eoceńskich łupków pstrych, stanowiących niekiedy znaczną objętościowo część kompleksów chaotycznych – często nawet dominującym w ich składzie petrograficznym. Podkreślić trzeba, że wiek kompleksu chaotycznego o typie melanżu to wiek jego tworzenia (bądź to w procesie tektonicznym bądź sedymentacyjnym), czyli deformacji tektonicznej lub spływu.

W wielu melanżach tektonicznych rozpoznanych na obszarze Karpat, a tworzonych w miocenie, rozdrabniane są np. warstwy inoceramowe, w obrębie których znajdują się płaszczyny odkłucia. To ogniwo litologiczne stanowi niekiedy całość powstałego w miocenie melanżu – na mapach ów melanż musi byćznaczony jako mioceński kompleks chaotyczny a nie kredowo-paleoceńskie warstwy inoceramowe. Kartowanie melanżu nie może być oparte na założeniach dotyczących kartowania normalnych jednostek litostratygraficznych, ponieważ nie można założyć normalnej kontynuacji warstw – stratygrafia tych utworów nie poddaje się regule superpozycji, trudno stosować normalną stratygrafię opartą na kolejności pojawiania się skamieniałości. Kontakty między melanżami a otaczającymi jednostkami stratygraficznymi mogą być zarówno sedymentacyjne jak i tektoniczne a jednostki nadległe nad melanżami mogą być raz autochtoniczne a w innym miejscu allochtoniczne – co zresztą ma miejsce w Karpatach. Melanż widoczny w brzegach koryta Kłopotnicy ma bogatą historię deformacji tektonicznych. Jest strefą wielokrotnie reaktywowaną; utworzoną w wyniku ścicia pozasekwencyjnego, został bowiem reaktywowany jako uskoc przesuwczy, zaś w finalnym etapie transformacji tektonicznej, utworzona przez niego powierzchnia nieciągłości została wykorzystana jako uskoc normalny. *Matrix* w tej strefie melanżu stanowią głównie utwory łupkowe, niekiedy pstre łupki. Melanż jest strefą migracji fluidów, które powodują niekiedy lokalne odbarwienia. Strefa przebiegu melanżu ma istotne znaczenie dla lokalnej rzeźby terenu – jest wykorzystana przez Kłopotnicę (Ryc. 1.2.3).

### **Stop 1.3. Zawadka Rymanowska. Odsłonięcie warstw menilitowych z melanżami tektonicznymi w korycie Jasiołki.**

*Leszek Jankowski*

Pozycja GPS: N 49°30,253'; E 21°42,396'

W korycie rzeki Jasiołki koło Zawadki Rymanowskiej odsłaniają się kompleksy chaotyczne o zróżnicowanej genezie. Widoczne tu struktury wskazują jednak generalnie na ich genezę tektoniczną. Występujący tu melanż tektoniczny jest strefą poślizgu, po której nastąpiło przemieszczenie znacznych mas oderwanych od masywu Góry Cergowej i zsuniętych ku południowi (podobnie melanże widoczne są w południowej części masywu Babiej Góry, czy Jaworzyny Krynickiej – zobacz 2 i 3 dzień wycieczek). Widoczny tutaj kompleks chaotyczny o cechach melanżu ma udokumentowaną wierceniem miąższość powyżej 50 m (Jankowski i Kopciowski w druku, arkusz Nowy Żmigród). Badania terenowe wskazują zarówno na znaczną miąższość, jak też różnorodność potężnego kompleksu chaotycznego eksponowanego w odsłonięciach w korycie Jasiołki od rejonu Nowej Wsi aż po Trzcianę. Profil widoczny w brzegach koryta (obecnie słabo odsłonięty), w kierunku Zawadki Rymanowskiej, ukazuje silnie rozfragmentowane utwory jednostki dukielskiej, głównie warstwy menilitowe z piaskowcem cergowskim, który po etapie rozfragmentowania w procesie osuwania nie odgrywa jednak żadnej roli w tworzeniu elewacji morfologicznych i jest tu spotykany w postaci bloków występujących w silnie ściętym matrym (Ryc. 1.3.1).



**Ryc. 1.3.1.** Kompleks chaotyczny odsłaniający się w korycie Jasiołki w Zawadce Rymanowskiej (fot. W. Margielewski).

Liczne ślady martwej ropy czy asfaltytów świadczą o wykorzystywaniu strefy melanżu jako drogi migracji węglowodorów (Ryc. 1.3.2). Fragmenty kompleksu chaotycznego widoczne są także w potoku spływającym od zachodu ku Jasiołce, od Pustelni Świętego Jana. Kompleks chaotyczny (jednakże aktualnie brak jest dobrych odsłonieć) może być przyczyną i uwarunkowaniem osuwiska zlokalizowanego u stóp kościółka pod wezwaniem Św. Jana.

#### **Stop 1.4. Lipowica. Odsłonięcie warstw menilitowych i piaskowców cergowskich w korycie Jasiołki. Asocjacje uskoku normalnych implikujących elewowanie Góry Cergowej.**

*Leszek Jankowski*

Pozycja GPS: N 49°31,527'; E 21°41,188'

Odsłonięcie znajduje się w lewym brzegu Jasiołki. Ukazuje fragment profilu oligoceńskich warstw menilitowych. Dominują tu czarne łupki typowe dla warstw menilitowych z przeławieniami ciemnych margli (typ tzw. margli podcergowskich), cienkoławicowych piaskowców i rogowców. Charakterystyczną cechą skał widocznych w odsłonięciu jest występowanie licznych uskoku normalnych i przesuwczych (widoczne



**Ryc. 1.3.2.** Asfaltyty (ich występowanie wskazują strzałki) występujące w obrębie kompleksów chaotycznych odsłaniających się w korycie Jasiołki w Rudawce Rymanowskiej (fot. W. Margielewski).

także struktury o typie *relay ramps*). Część profilu piaskowców cergowskich jest widoczna w pobliskim (bezpośrednio nad obserwowanym profilem) kamieniołomie w Lipowicy. Odporne na wietrzenie piaskowce cergowskie budują monumentalny, asymetryczny masyw Góry Cergowej (podobnie też masyw góry Piotruś). Jej charakterystyczny asymetryczny kształt wynika z budowy geologicznej i historii tektonicznej. Północny fragment masywu obcięty jest szeregiem uskoków normalnych (dochodzi do powtórzenia profilu warstw menilitowych – Jankowski, Kopcowski w druku), natomiast stok południowy, o znacznie łagodniejszym nachyleniu, jest miejscem grawitacyjnego zsunęcia mas skalnych (podobnie jak w przypadku masywu Babiej Góry). Szereg uskoków normalnych w tym stoku jest przyczyną powstawania wielu osuwisk. W spękanych piaskowcach cergowskich odsłaniających się w korycie Jasiołki występują ślady tzw. martwej ropy, co wskazuje na migrację węglowodorów (zobacz także Ryc. 1.3.2). Odporne na wietrzenie piaskowce cergowskie budują elewowane masywy górskie w analizowanym regionie (np. masyw góry Cergowej czy góry Piotruś). Odslonięcie przedstawia niższą część profilu warstw menilitowych. W wyższej części odsłonięcia obserwujemy osady stożka napływowego będącego efektem działalności potoku – dopływu bocznego Jasiołki. Jest on utworzony z materiału fliszowego, zaś układ osadów stożka w odsłonięciu, wykazuje wyraźne dowiązanie do stref uskokowych (uskoki normalne) występujących w profilu warstw menilitowych, co może świadczyć o czwartorzędowej reaktywacji uskoków.

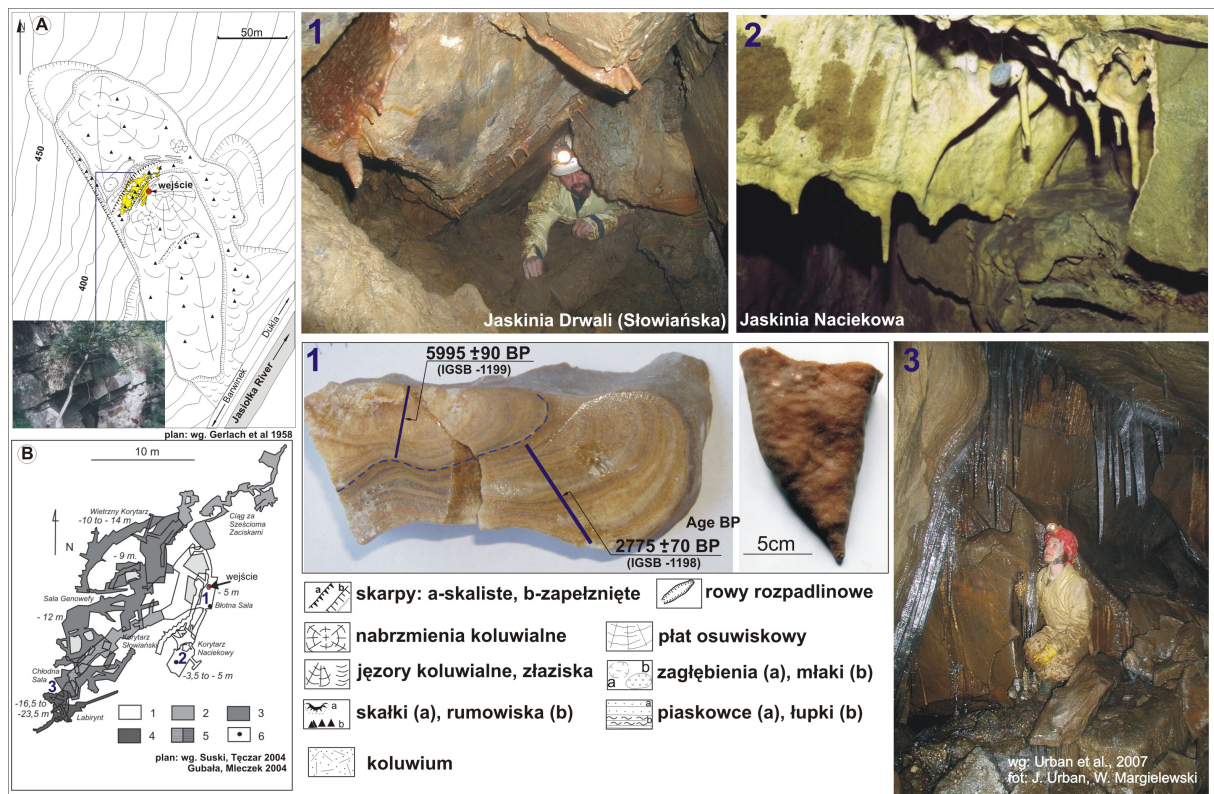




**Ryc. 1.4.1.** Struktura typu koński ogon (*horse tail*) stowarzyszona z asocjacją uskoków przesuwczych. Odslonięcie tzw. margli podcergowskich (w obrębie warstw menilitowych) w korycie Jasiołki w Lipowicy.



**Ryc. 1.4.2.** Góra Cergowa o charakterystycznym asymetrycznym kształcie.



**Ryc. 1.5.** Osuwisko w Lipowicy wraz z planem (A) (wg Gerlach i in., 1957, uzupełniony) i szkicem Jaskini Słowiańskiej-Drwali (B). Na zdjęciach widoczne są nacieki węglanowe (1-2) i lodowe (3) występujące w jaskini. Poniżej „rogaty” stalaktyt datowany radiowęglowo (fot. J. Urban, W. Margielewski) (wg Urban i in., 2007).

### Stop 1.5. Lipowica, Kilanowska Góra. Osuwisko z jaskiniami szczelinowymi i datowanymi naciekami. Jaskinia Słowiańska-Drwali.

*Włodzimierz Margielewski, Jan Urban*

Pozycja GPS: N 49°32,045'; E 21°41,456'

Osuwisko w Lipowicy powstało w 1957 r. na wschodnim stoku Kilanowskiej Góry. Jego utworzenie wiązano ze wstrząsem sejsmicznym z epicentrum w Karpatach Południowych (Gerlach i in., 1958). Bardziej prawdopodobny jest jednak związek tego osuwiska z innego typu wstrząsami generowanymi w trakcie robót strzałowych prowadzonych w pobliskim kamieniołomie. Osuwisko, które nasunęło się na drogę Dukla-Barwinek grzebiąc ją pod masami koluwalnymi, powstało w gruboławicowych piaskowcach cergowskich (oligocen). Jego głównym elementem jest skarpa główna (stosunkowo niska o wysokości 5-6 m) o amfiteatralnym zarysie i skarpy boczne, z których południowo-zachodnia ma skalisty charakter i wysokość 10-15 m (Ryc. 1.5 A). Oderwane masy skalne zostały przetransportowane w dół stoku tworząc charakterystyczny płat osuwiskowy:

wał/pakiet skalny porozdzielany licznymi szczelinami (w tym wypadku często jaskiniami), obcięty od strony korony osuwiska rozległym, skalistym rowem rozpadlinowym, obramowanym skalistą, wysoką (10-12 m) skarpą (Ryc. 1.5A). Przemieszczenie mas skalnych nastąpiło po powierzchniach ławic (osuwisko translacyjne), zaś w obrębie w miarę zwartego płata osuwiskowego powstały liczne szczeliny, ścianki skalne, pakiety skalne oraz rumowiska.

Na obszarze osuwiska znajduje się jedna z największych koncentracji jaskiń niekrasowych na terenie Karpat Zewnętrznych. Dotychczas zinwentaryzowano tu 65 jaskiń różnego typu, występujących w piaskowcach cergowskich. Spośród jaskiń położonych w strefie osuwiskowej cztery mają długość ponad 100 m: Gangusiowa Jama, Lodowa Szczelina, Szczelina Lipowicka oraz Jaskinia Słowiańska-Drwali (Pulina red. 1998, Mleczek 2002, Gubała, Mleczek 2004). Ta ostatnia jaskinia jest najdłuższą z nich i ma długość 564 m oraz głębokość 24 m (Ryc. 1.5.B) (Klassek, Mleczek, 2011) (koordynaty GPS otworu wejściowego: N 49°32,063'; E 21°41,467'). Rozwinęła się ona wzdłuż krzyżujących się zespołów spękań ciosowych, szerokość jej korytarzy sięga 3 m, zaś wysokość 1-2,5 m. Jest to jedyna jaskinia lodowa w Beskidach (w której lód utrzymuje się niekiedy przez cały rok), co jest zapewne spowodowane przez obecność w piaskowcach wkładek ilastych uszczelniających podłoże jaskini, uniemożliwiająca cyrkulację powietrza szczelinami skalnymi (Ryc. 1.5 – Fot. 3).

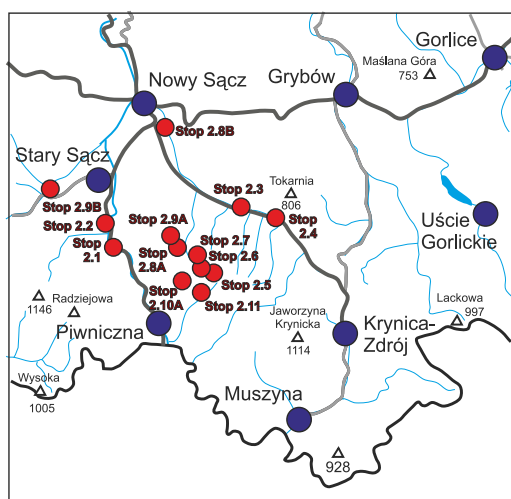
W Jaskini Słowiańskiej-Drwali występują duże nacieki kalcytowe, kalcytowo-aragonitowe a także mniejsze nacieki aragonitowe. Duże nacieki mają formę stalaktytów, stalagmitów, pól naciekowych oraz nieregularnych form koraloidowych, mniejsze – to cienkie polewy i powleczenia ścian (Ryc. 1.5 – Fot. 1-2). Obfitość nacieków węglanowych w tej oraz w kilku innych jaskiniach osuwiska na Kilanowskiej Górze wynika z węglanowego, kalcytowo-dolomitowego spoiwa piaskowców cergowskich oraz obecności węglanowych ziarn w materiale klastycznym tych skał. Spoiwo to oraz węglanowe ziarna rozpuszczane są przez wody opadowe krążące w masywie, z których z kolei w pustkach skalnych precypitują węglany w rezultacie ewaporacji (parowania) lub powolnego zamarzania, powodujących przesylenie roztworu, bądź też ucieczki z roztworu dwutlenku węgla, który warunkuje rozpuszczalność węglanów w roztworze wodnym. Aragonitowy charakter części nacieków spowodowany jest wysokim stosunkiem Ca/Mg w środowisku wodnym jaskiń, może być jednak również stymulowany znaczną szybkością procesu precypitacji węglanów w warunkach zamrażania lub ewaporacji roztworów, na co wskazuje przewaga nacieków aragonitowych w naciekach występujących w dolnych, zimniejszych częściach jaskini oraz skład stabilnych izotopów węgla w naciekach pochodzących z głębszych części jaskini (Urban i in. 2007, 2012). Część z tych nacieków została datowana metodą radiowęglową i metodą uranowo-torową (Urban i in., 2007; Margielewski i in., 2012). Pierwsze z datowań radiowęglowych wykonano dla charakterystycznego „rogatego” stalaktytu występującego w sąsiedztwie wejścia do jaskini: początek jego wzrostu został datowany na 5995±90 lat BP (Ryc. 1.5), co przy uwzględnieniu efektu rezerwuarowego (efekt ten związany z faktem, iż radioizotop <sup>14</sup>C nie jest przez nacieki węglanowe pobierany bezpośrednio z atmosfery, lecz częściowo „redeponowany” z osadów, co powoduje, że otrzymany wiek jest starszy, niż rzeczywisty) szacowanego dla jaskiń środkowej Europy

na około 1650 lat (Pazdur i in., 1999) wskazuje, iż jaskinia mogła powstać już we wczesnym subboreale (tzn. nie jest młodsza niż wczesna faza subborealna). Uzyskane datowania wskazują, że jaskinia (jaskinie) zostały w 1957 r. przemieszczone wraz z płatem osuwiskowym, właściwie bez drastycznego naruszenia ich wewnętrznej struktury. Najstarsza data uzyskana z nacieków występujących w spągowych partiach Jaskini Słowińskiej-Drwali, uzyskana metodą radiowęglową wynosi  $14650 \pm 85$  BP ( $18010-17255$  cal BP), zaś data uzyskana z tego nacieku metodą U/Th jest nieco młodsza ( $8300 \pm 700$  BP). Datowania radiowęglowe wskazują, że jaskinia była otwarta już w późnym glacie (Margielewski i in., 2012).

## Dzień drugi - czwartek 27.09.2012

### Beskid Sądecki i Kotlina Sądecka

Rzeźba pasma Jaworzyny Krynickiej, ze szczególnym uwzględnieniem melanżu tektonicznego doliny Kamienicy Nawojowskiej i ich związku z formowaniem kotliny Sądeckiej. Formy osuwiskowe pasma Jaworzyny Krynickiej i ich rola morfotwórcza.



**Trasa: Piwniczna – Oblazy Ryterskie – Nowy Sącz – Nawojowa – Łabowa – Czaczów – Barnowice – Hala Barnowska – Barnowice**

**Wycieczka A: Rezerwat Barnowice – Gaworzyna – Zadnie Góry – Jesionowa – Łomnica**

**Wycieczka B: Rezerwat Barnowice – Nowy Sącz – Gólkowice – Piwniczna – Łomnica**

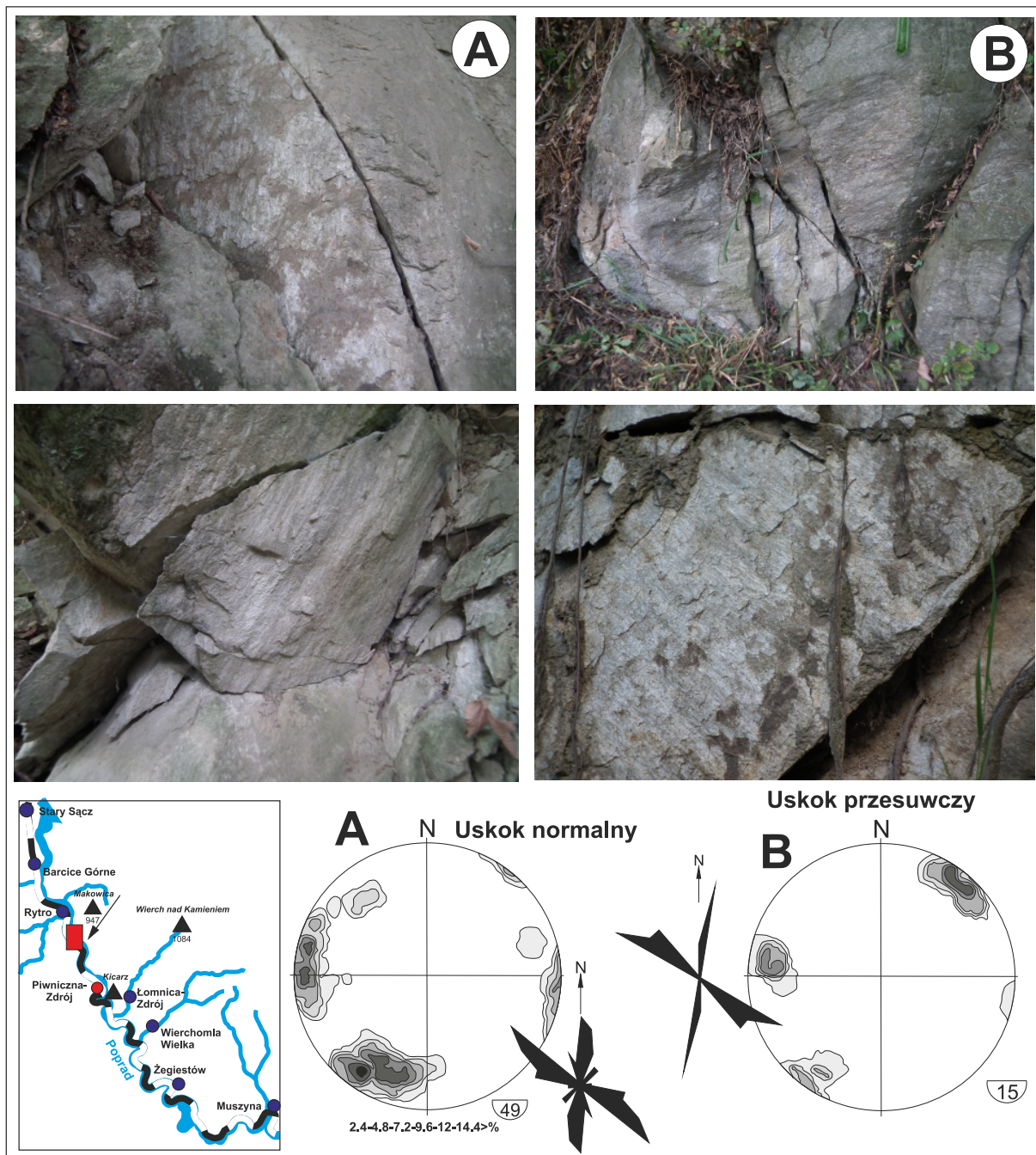
#### Stop 2.1. Oblazy Ryterskie. Uskok Popradu i jego rola w formowaniu przelomu.

*Leszek Jankowski, Włodzimierz Margielewski*

Pozycja GPS: N 49°28,453'; E 20°41,094'

W skarpie drogi Stary Sącz-Piwniczna widoczne są odsłonięcia gruboławicowych piaskowców magurskich, silnie spękanych i pociętych dyslokacjami (Ryc. 2.1.A). Na powierzchniach skalnych, obok licznych spękań charakteryzujących się znaczną dyspersją kierunków, widoczne są lustra tektoniczne, rysy ślizgowe, tektoglify, jak też kataklazyty, wskazujące na występowanie licznych dyslokacji, tworzących charakterystyczne asocjacje. Analiza ich wzajemnych relacji przestrzennych wskazuje, że najstarszy w zespole jest uskok prawoprzesuwowy (ca 98/74) (Ryc. 2.1. B) związany z etapem kompresyjno-nasuwczym, reaktywowany następnie jako uskok normalny (2.1.A). Najmłodszy w zespole jest uskok normalny (40/85), zgodnie tnący obydwie starsze asocjacje uskokowe. Analizy tektoniczne

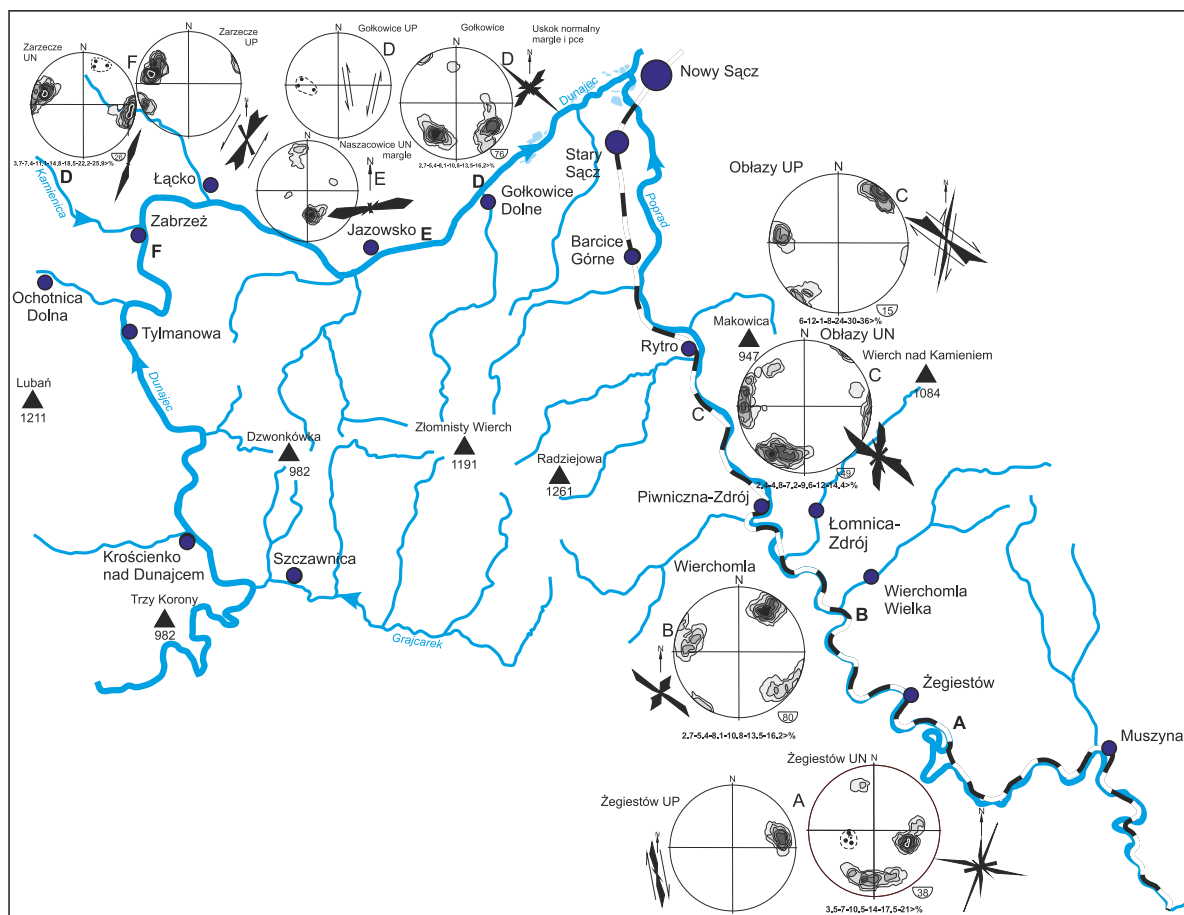
przeprowadzone przez autorów w kamieniołomie w Barcicach i Wierchomli wskazują, że przełomowa dolina Popradu została uformowana w obrębie charakterystycznego rowu tektonicznego o osi wyznaczonej uskokiem prawoprzesuwczym reaktywowanym jako uskoki normalny i rozcinanym szeregiem kulisowo ułożonych uskoków normalnych, których formowanie było najpewniej związane z przestrzenią akomodacyjną powstałą wskutek utworzenia zapadliska sądeckiego. Tak powstały „rów tektoniczny Popradu” był następnie zaciskany przez masywy skalne okalające wąską dolinę, elewowane przy tym neotektonicznie. Śladami ich przemieszczeń grawitacyjnych są liczne melanże tektoniczne odsłaniające się w dolinach Kokuszki koło Piwnicznej, Łomniczanki i Wierchomlanki. Szczególnie proces grawitacyjnego zaciskania doliny Popradu widoczny jest w dolinie



**Ryc. 2.1.A.** Asocjacje uskoków normalnych (A) i przesuwczych (B) tworzących strefę dyslokacyjną Popradu, w odsłonięciu w Obłazach Ryterskich. Objasnienia do diagramów jak na Ryc. 1.1.

Życzanowskiego Potoku koło Rytra, gdzie kompleks warstw inoceramowych został „pchnięty” w kierunku doliny, jak też w kamieniołomie w Wierchomli, gdzie analogiczne procesy występują w obrębie silnie strzaskanego masywu piaskowcowego warstw magurskich. Boczne dopływy Popradu (Kokuszka, Łomniczanka, Wierchomlanka, Ryterka) wykorzystują zarówno strefy dyslokacyjne związane z asocjacjami uskokowymi towarzyszącymi uskoku Popradu, jak też wspomniane powyżej melanże tektoniczne.

Analiza przebiegu dyslokacji w odsłonięciach skalnych występujących na zboczach przełomowych dolin Popradu i Dunajca wskazuje na ich silne zróżnicowanie. W obrębie doliny Popradu, uskokiem związanym z etapem kompresyjnym był uskoki prawoprzesuwczy (replikowany m.in. w grzbietowych partiach Jaworzyny Krynickiej – zob. Stop 2.5.1), zaś dolina Dunajca została generalnie założona wzdłuż uskoku lewoprzesuwczego, reaktywowanego następnie (podobnie jak to miało miejsce w dolinie Popradu), szeregiem uskoku normalnych (Ryc. 2.1.B). Taki układ uskoku przesuwczych może sugerować kierunek osi głównego naprężenia poprzeczny do osi pasma Radziejowej.



**Ryc. 2.1.B.** Asocjacje uskoku determinujące powstanie przełomowych dolin Popradu i Dunajca na diagramach spękań (objaśnienia – Ryc. 1.1). W dolinie Popradu pierwotny uskoki ma charakter prawoprzesuwczy, rozwój doliny Dunajca został zdeterminowany uskoki lewoprzesuwczym.

## **Stop 2.2. Rytro. Trójkątne lica uskokowe na zboczach doliny Popradu. Reaktywacja uskoku normalnego.**

*Leszek Jankowski, Włodzimierz Margielewski*

Pozycja GPS: N 49°30,035; E 20°39,662'

Grzbiety boczne odchodzące od wierzchołki szczytowej pasma Jaworzyny Krynickiej do doliny Popradu w rejonie Życzanowa i Rytra, mają w strefie przydolinnej charakterystyczne trójkątne kształty (Ryc. 2.2). Szczególnie dobrze widoczne na prawym zboczu doliny Popradu, są one typowe dla uskoków normalnych, reaktywowanych w trakcie dźwignia neotektonicznego masywów skalnych (zob. Migoń, 2006), w tym przypadku w strefie dźwignia krawędzi przelomowej doliny Popradu (Margielewski, 1997; Zuchiewicz, 2010). Analogiczne trójkątne lica występują zarówno wzdłuż całej doliny Popradu rozcinającej Beskid Sądecki na dwa człony (pasmo Radziejowej i pasmo Jaworzyny Krynickiej), jak też na zboczach doliny Kamienicy Nawojowskiej obramowującej pasmo Jaworzyny od północy. Liczne trójkątne lica uskoków normalnych, są także widoczne wzdłuż doliny Dunajca w rejonie Jazowska, Łącka i Zarzecza.



**Ryc. 2.2.** Rytro. Trójkątne lica aktywnego uskoku normalnego obramowującego dolinę Popradu będące efektem dźwignia neotektonicznego masywu Jaworzyny Krynickiej (fot. W. Margielewski).

## **Stop 2.3. Dolina Kamienicy Nawojowskiej przed Łabową. Odsłonięcia pstrych łupków i melanży tektonicznych.**

*Leszek Jankowski*

Pozycja GPS: N 49°31,960; E 20°50,174'

W korycie Kamienicy Nawojowskiej odsłaniają się pstry łupki eoceńskie, wydzielane niekiedy jako tzw. formacja łupków z Łabowej (Oszczypko i in., 1990). Jest to (oprócz warstw inoceramowych) jedno z najstarszych ogniw litostratygraficznych podjednostki bystrzyckiej płaszczowiny magurskiej, odsłaniających się na powierzchni (Ryc. 2.3). W ich obrębie, w korycie rzeki występują kompleksy chaotyczne utworzone z melanży tektonicznych (por. Ryc. 2.3), związanych z rowem tektonicznym o przebiegu NW-SE,

w obrębie którego została uformowana dolina Kamienicy Nawojowskiej. Wzdłuż silnie osłabionej strefy melanży tektonicznych odsłaniających się wzdłuż niemal całego biegu rzeki, powstała szeroka dolina rzeczna, zaś pas wychodni melanży stanowi oś doliny. Lokalnie koryto rzeki przebiega przez gruboławicowe warstwy magurskie (odslaniające się pod mostem w Czaczowie) oraz warstwy belowskie (widoczne pod mostem w Łabowej), opuszczając pas wychodni kompleksów chaotycznych. Jest to związane ze zmianami krętości koryta i docinaniem się rzeki do warstw podłoża występujących w otoczeniu kompleksów chaotycznych. Widoczny odcinek koryta Kamienicy Nawojowskiej jest doskonałym przykładem na wykorzystanie przez rzeki stref dyslokacyjnych i stowarzyszonych z nimi melanży tektonicznych.



**Ryc. 2.3.** Eoceńskie pstre łupki (tzw. łupki z Łabowej) w korycie Kamienicy Nawojowskiej pomiędzy Złockiem i Łabową. Zwraca uwagę charakterystyczny melanż tektoniczny występujący w ich obrębie.  
(fot. W. Margielewski)



**Stop 2.4. Łabowa. Dolina Kamienicy Nawojowskiej w sąsiedztwie ujścia Uhryńskiego Potoku. Odsłonięcie dużego kompleksu melanży tektonicznych powstałych w obrębie warstw magurskich i belowskich.**

*Leszek Jankowski*

Pozycja GPS: N 49°31,321'; E 20°52,485'

W obrębie koryta i na zboczach doliny Kamienicy Nawojowskiej, powyżej wsi Łabowa, w sąsiedztwie ujścia Uhryńskiego Potoku do Kamienicy, odsłania się kompleks utworów chaotycznych utworzonych z różnorodnych skał tworzących tu podjednostkę bystrzycką. Przeprowadzone badania wskazują na znaczne rozprzestrzenienie tych silnie stektonizowanych utworów o charakterze melanżu tektonicznego, które wypełniają zarówno rozległy rów tektoniczny rozciągający się wzdłuż osi rzeki, ale są także rozprzestrzenione lateralnie: ich obecność stwierdzono ponad 0,5 km w górę Uhryńskiego Potoku. W obrębie melanzowanej strefy widoczne są liczne powierzchnie uskokowe – zarówno uskoków przesuwczych, jak też wielokrotnie reaktywowanych uskoków normalnych (licznie występuje tu strzałka kalcytowa na powierzchniach uskoków), strefy ścięć, nasunięć, jak też kataklazytów typowych dla szczególnie silnego zaangażowania tektonicznego strefy melanżu (Ryc. 2.4). 'Znacznemu stektonizowaniu (wręć| zmieleniu) uległ tu zarówno utwory litotypie piaskowca magurskiego, jak też drobnorytmicznych warstw belowskich,



**Ryc. 2.4.** Strefa melanżu tektonicznego w dolinie Kamienicy Nawojowskiej powyżej Łabowej. Zwraca uwagę zaangażowanie zróżnicowanych ogniw litologicznych w tworzenie strefy melanżu, jak również bogactwo struktur tektonicznych (fot. W. Margielewski).

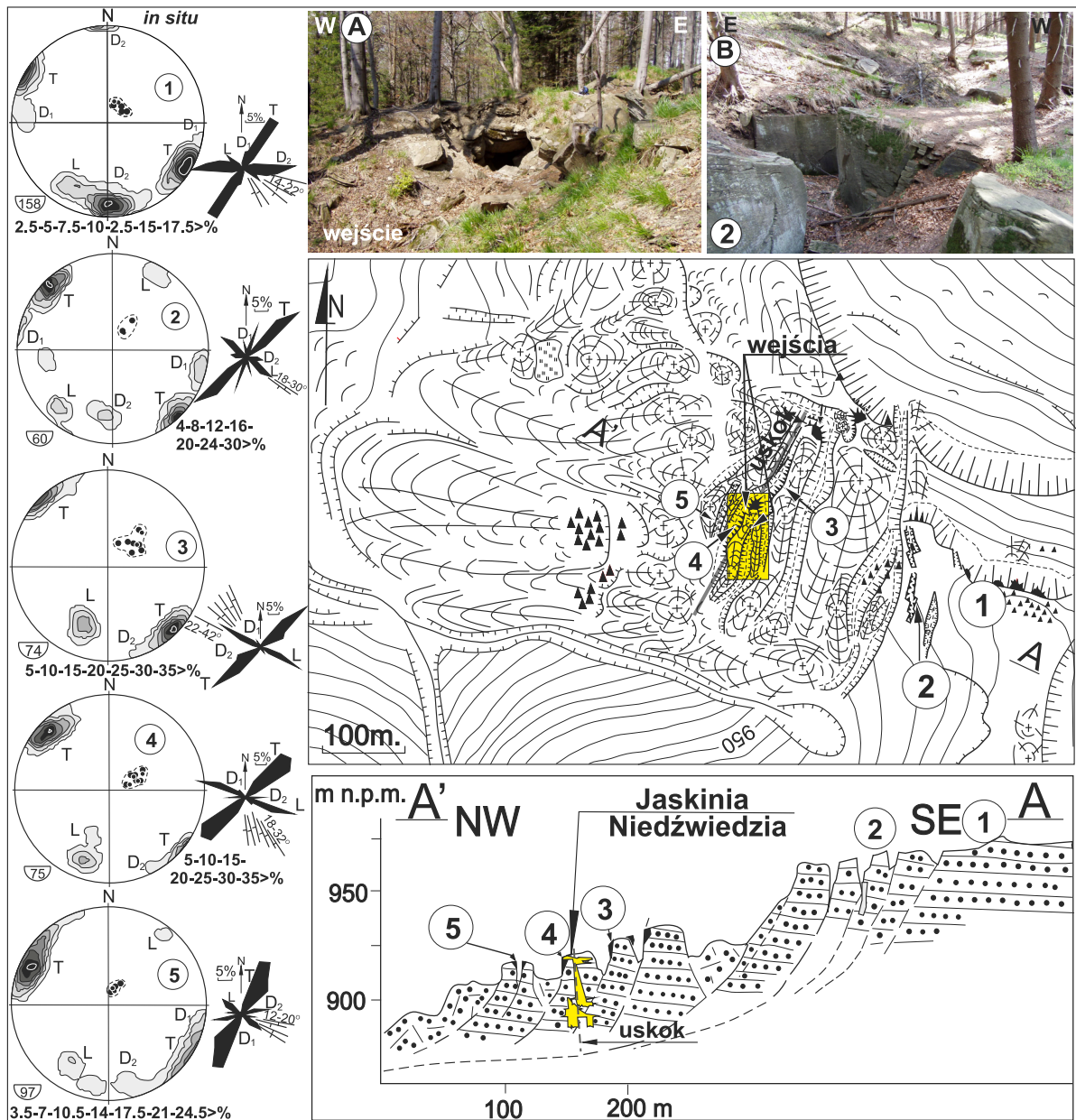
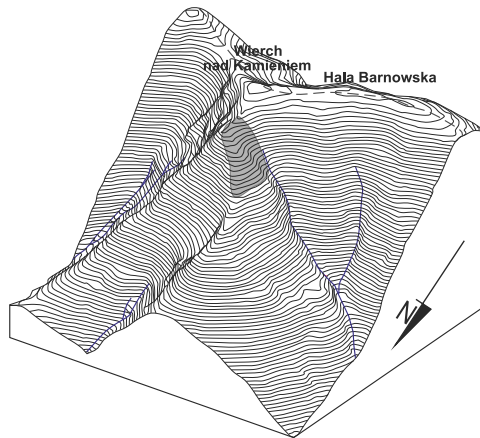
typowych dla podjednostki bystrzyckiej. Rozległa strefa melanżu tektonicznego wykorzystywana jest przez Kamienicę Nawojowską płynącą tu w jego osiowej części. O znacznej szerokości strefy świadczy fakt, iż rzeka ma tu przebieg meandrowy. Dolina Kamienicy Nawojowskiej jest typowym przykładem powszechnego wykorzystywania kompleksów chaotycznych, a więc stref osłabionych geotektonicznie, przez rzeki karpackie.

### **Stop 2.5. Wierch nad Kamieniem. Zespół osuwisk z jaskinią szczelinową typu *crevice* i rowami rozpadlinowymi.**

*Włodzimierz Margielewski, Jan Urban*

Pozycja GPS: N 49°29,328'; E 20°47,521'

Zespół osuwisk transformujących NW część stoku Wierch nad Kamieniem powstał w kilku etapach w obrębie piaskowców magurskich, wskutek rozwoju erozji w górnych partiach leja źródłowego potoku Barnowskiego. Osuwisko wykształciło skarpe główną o długości około 250 m i przebiegu południkowym (N-S), złożoną z kilku ścian skalnych o wysokości 10-15 m oraz skałek o wysokości 5-7 m. U podnóża skarpy głównej występuje rozległy pakiet skalny (płat osuwiskowy), który w trakcie przemieszczeń grawitacyjnych został podzielony wzdłuż spękań na kilka rowów rozpadlinowych o różnej głębokości (Ryc. 2.5) (Margielewski 1997). W obrębie jednego z przemieszczonych pakietów powstała jaskinia szczelinowa nazwana Jaskinią Niedźwiedzią (Ryc. 2.5 – Fot. A). Dolne partie przemieszczanego materiału skalnego uległy dezintegracji i w formie jęzora koluwalnego nasunęły się na zbocze leja źródłowego Potoku Barnowskiego. Bezpośrednio powyżej tej skarpy rozwinęło się kilka rowów rozpadlinowych o skalistych ścianach i rozciągłości generalnie równoległej do skarpy, jednak o przebiegu zygzakowatym, w którym poszczególne prostoliniowe odcinki nawiązują do kierunków spękań ciosowych (Ryc. 2.5 – Fot. B). W kierunku południowym (SSW) rowy przechodzą w podziemne szczeliny, z których część jest dostępna jako Jaskinia św. Szczepana (długości 41 m) (Pulina red. 1997). Taki kształt rowów i jaskini wskazuje, iż reprezentują one efekty procesów rozciągania i przechyłu (*spreading, topple*) (Margielewski, Urban 2005). Analizy tektoniczne wskazują, że osuwisko reprezentuje typ *complex*, z grawitacyjnymi przemieszczeniami typu translacyjnego, rotacyjnego i typu przechył (*topple*) (Ryc. 2.5 – diagramy spękań). W najniższej części SW stoku góry występuje kilka nabrzeżnych koluwalnych tworzących stopnie oraz zagłębienia bezodpływowe. Jedno z tych zagłębień, związane z niewielkim osuwiskiem odmładzającym strefę, wypełnione jest osadami organicznymi o miąższości 1,6 m (torf niski). Datowanie radiowęglowe drewna pobranego z dna zagłębienia wskazuje, że ruch masowy, który spowodował powstanie zagłębienia miał miejsce nie później, niż 770 ±100 BP (1030-1400 cal AD) (Margielewski. 1997).



**Ryc. 2.5.** Osuwisko Wierch nad Kamieniem, wraz z przekrojem i rzutem prostokątnym hipsometrii wzgórza (wg Margielewski 1997). Kolorem żółtym zaznaczono zasięg występowania Jaskini Niedźwiedziej. Na zdjęciach powyżej: wejście do jaskini (A) i rowy rozpadlinowe powyżej skarpy głównej. Objasnienia symboli – Ryc. 1.5. Objasnienia diagramów spękań – Ryc. 1.1. Położenie warstw na diagramach punktowych.

### **Stop 2.5.1. Jaskinia Niedźwiedzia. Forma jaskiniowa występująca w obrębie osuwiska Wierch nad Kamieniem.**

*Włodzimierz Margielewski, Jan Urban*

Pozycja GPS: N 49°29,390'; E 20°47,395'

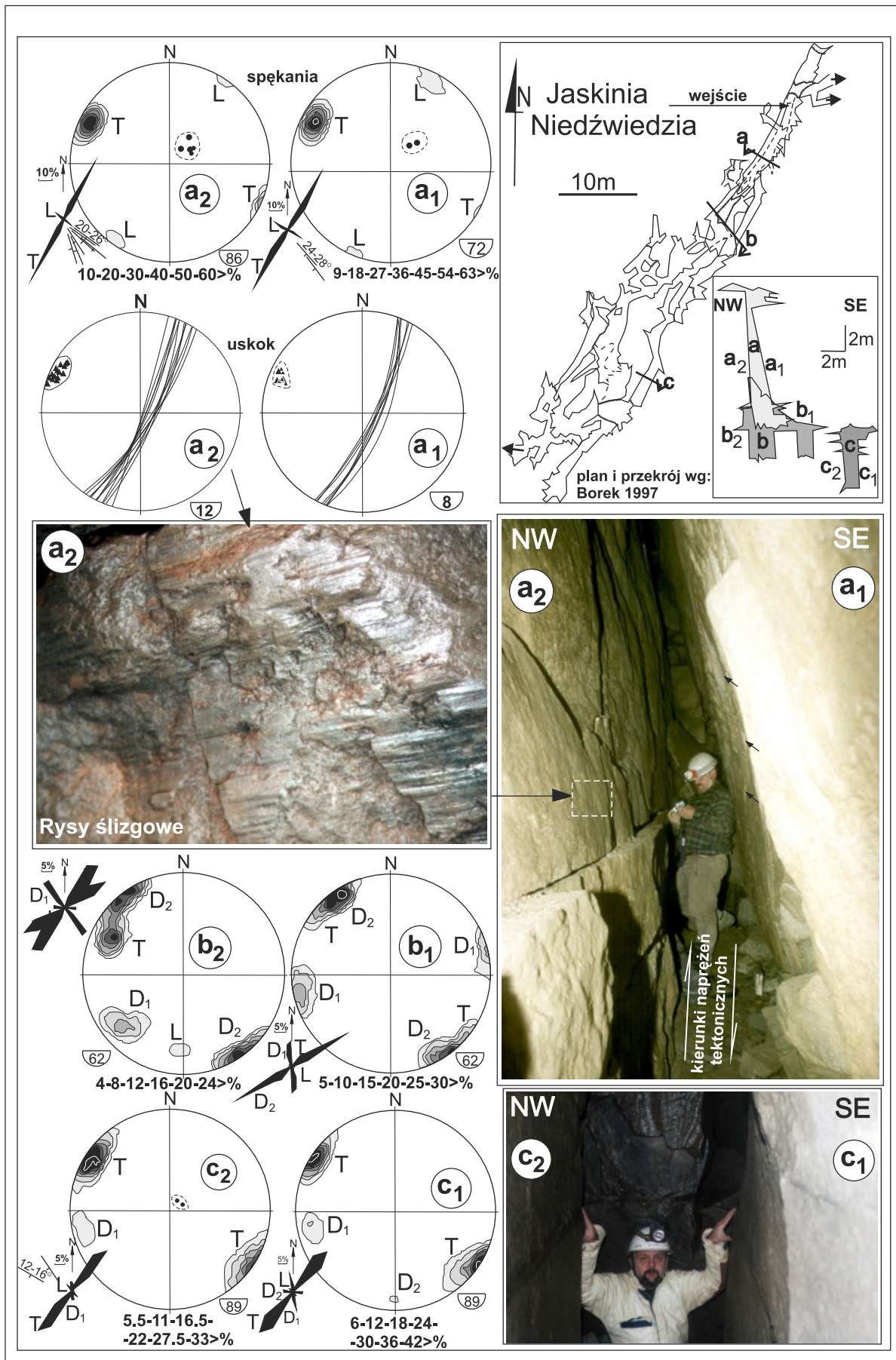
Jaskinia Niedźwiedzia występuje w obrębie rozległego pakietu skalnego będącego częścią przemieszczonego płata osuwiskowego porozielnego na charakterystyczne skiby szeregami rowów rozpadlinowych. Jaskinia ta jest jedna z największych w Beskidach oraz jedną z większych jaskiń niekrasowych Polski. Długość jaskini wynosiła początkowo 611 m (Pulina red. 1997), jednak w późniejszym okresie przejście do nowo odkrytych partii zostało zablokowane przez obsunięte bloki skalne i obecnie jaskinia ma długość jedynie 340 m (Klasek, Mleczek. 2011).

Główną część Jaskini Niedźwiedziej, usytuowaną blisko otworu wejściowego stanowi stosunkowo długa (około 50 m) i głęboka (około 10 m) szczelina równoległa do osi pakietu skalnego i ogólnej rozciągłości stoku (SSW-NNE). Tworzy ona główny korytarz Jaskini Niedźwiedziej i została rozwinięta wzdłuż uskoku prawoprzesuwczego, na co jednoznacznie wskazuje kierunek rys ślizgowych występujących na zlustrowanej powierzchni ściany (Ryc. 2.5.1 – fot. z prawej) (Margielewski, Urban 2005). W niższych partiach szczelina ta przechodzi w system labiryntowych korytarzy wydłużonych w tym samym lub podobnym kierunku – z kilkoma większymi salkami jaskiniowymi (Ryc. 2.5.1). Korytarze te powstały w wyniku poszerzania się spękań ciosowych reprezentujących zespół ciosu poprzecznego T (Ryc. 2.5.1). Analiza diagramów spękań pomierzonych na ścianach dostokowych i odstokowych górnej części głównego korytarza jaskini, wskazuje na niewielką rotację dostokowej części jaskini w stronę przeciwną do ruchu osuwiska, a więc przemieszczenie o charakterze antytetycznym (Ryc. 2.5.1 – diagramy a1-a2).

W niższych częściach jaskini stwierdzono niewielki przechył (*topple*) oraz rozsunięcie (*spreading*) masywu skalnego (Ryc. 2.5.1 – diagramy b-c).

Marginalne, południowo-zachodnie i wschodnie segmenty jaskini wykształcone są w bardzo silnie zdeintegrowanych piaskowcach i tworzą nieregularne labirynty skalne (Ryc. 2.5.1.) (Pulina red.. 1997).

Pomimo iż jaskinia występuje w obrębie pakietów skalnych przemieszczonych grawitacyjnie, reprezentuje jednak typ jaskini szczelinowej *crevice* zgodnie z klasyfikacją J. Vitka (1983). Najbardziej bowiem charakterystycznymi elementami jaskini są długie i prostoliniowe korytarze rozwinięte wzdłuż regularnych spękań ciosowych, występujących tu w zwartych pakietach skalnych.



**Ryc. 2.5.1.** Jaskinia Niedźwiedzia. Na zdjęciu po lewej widoczne rysy ślizgowe typowe dla uskoku prawoprzesuwczego. Z prawej główny korytarz jaskini, ze ścianą pokrytą tektoglify. Spękania przedstawiono na diagramach konturowych i kierunkowych, uskoki na diagramach kołowych, położenie warstw na diagramach punktowych. Na prawym dolnym zdjęciu położeniem dłoni pokazano pasujące do siebie elementy ścian, czyli przesunięcie masywu (wg Margielewski, Urban, 2005).

## Stop 2.6. Hala Barnowska.

*Leszek Jankowski, Włodzimierz Margielewski*

Pozycja GPS: N 49°28,967'; E 20°47,260'

W obrębie wierzchowiny szczytowej pasma Jaworzyny Krynickiej, pomiędzy wzniesieniami Wierchu nad Kamieniem i Górą Sokołowską stanowiącymi lokalne kulminacje, występuje rozległa, stosunkowo płaska powierzchnia o szerokości kilkudziesięciu metrów (Ryc. 2.6). Niegdyś była ona utożsamiana z beskidzką powierzchnią zrównania (por. Baumgart-Kotarba, 1974). Badania geologiczne wykazały, że płaska powierzchnia powstała tu w położe zalegających piaskowcach magurskich (zapadających pod kątem 2-5° ku S) tworzących tu północne skrzydło synkliny Runek-Łabowska Hala-Pisana Hala (Chrzastowski i in., 1995). Ma więc ona ewidentnie charakter powierzchni strukturalnej, której rozwój był determinowany odpornością skał podłoża na denudację. Współcześnie jej powierzchnia jest nieznacznie nachylona ku północy, co jest spowodowane erozyjnym oddziaływaniem rozległego leja źródłowego Potoku Barnowskiego.

Z Hali Barnowskiej widoczny jest odchodzący od wierzchowiny głównej grzbiet boczny Barnowca, z załomem morfologicznym o charakterze kuesty (Ryc. 2.6.1). Jego rozwój był determinowany następstwem litologicznym budujących ją skał, gdzie gruboławicowe piaskowce magurskie budujące wierzchowinowe partie stoku, są podścielone sekwencją drobnorytmicznych warstw hieroglifowych (formacji z Zarzecza). Słabiej odporne na denudację utwory drobnorytmicznego fliszu sprzyjają fragmentacji sztywnych i silnie spękanych wyżejległych piaskowców, powodującej zestramianie załomu morfologicznego, głównie wskutek rozwoju w jego obrębie ruchów masowych.



**Ryc. 2.6.** Hala Barnowska. Rozległa powierzchnia strukturalna utworzona na odpornych piaskowcach magurskich (fot. W. Margielewski).



**Ryc. 2.6.1.** Charakterystyczny załom morfologiczny Barnowca, transformowany przez ruchy masowe (fot. W. Margielewski).

## **Stop 2.7. Rezerwat Barnowiec. Osuwiskowe rowy rozpadlinowe.**

*Włodzimierz Margielewski*

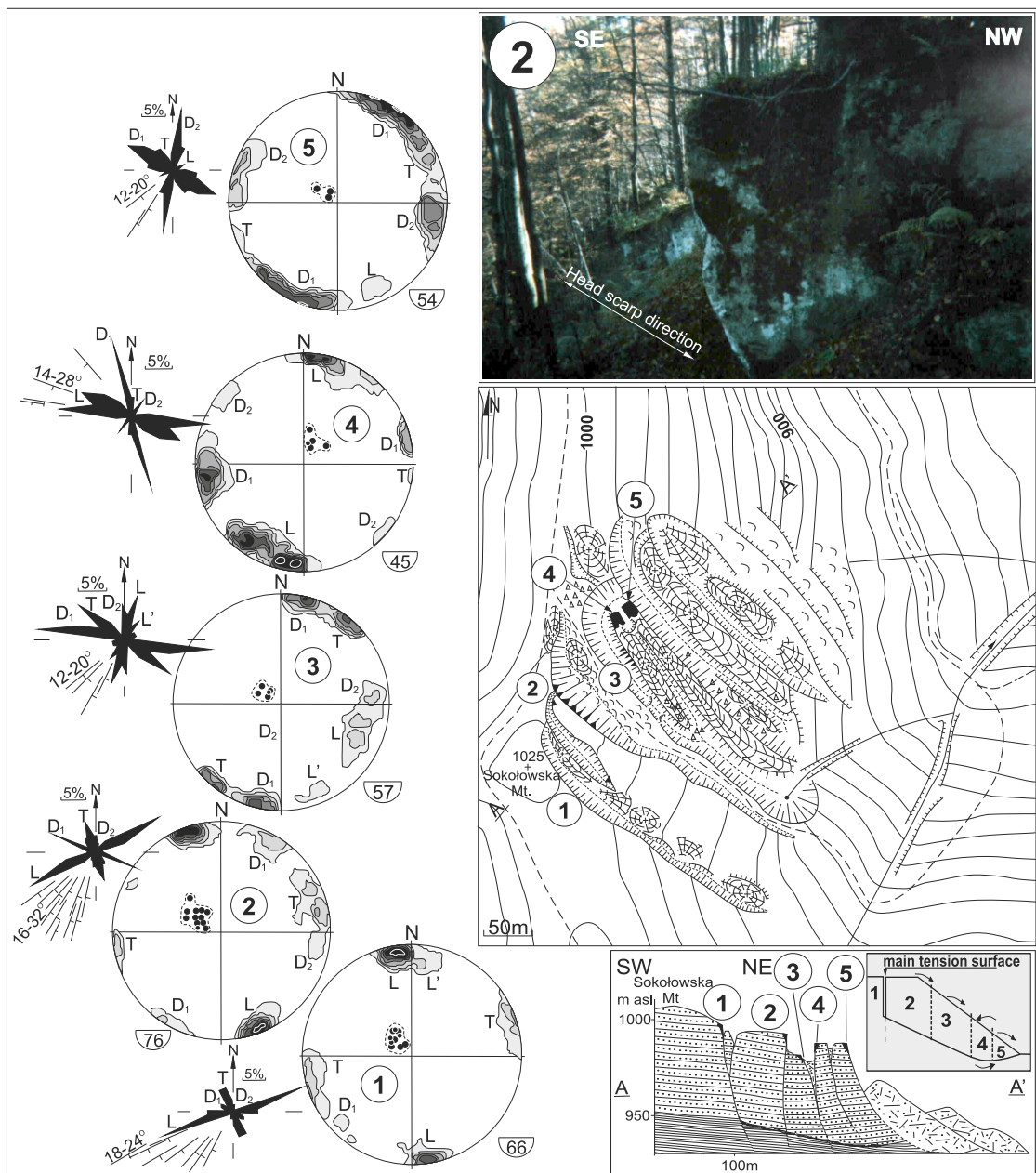
Pozycja GPS: N 49°29,241'; E 20°46,164'

Zespół osuwiskowych rowów rozpadlinowych w rezerwacie Barnowiec powstał na NE stoku Góry Sokołowskiej (1025 m n.p.m.). Na powierzchni około 15 ha występuje szereg pakietów skalnych utworzonych z gruboławicowych piaskowców magurskich, porozdzielanych rowami rozpadlinowymi (Ryc. 2.7). W najstarszym etapie rozwoju formy powstała rozległa skarpa długości około 200 m i wysokości do 7 m, z rozległym wypłaszczeniem u podnóża. W kierunku północnym skarpa obcinana jest kolejnymi skarpami związanymi z młodszymi generacjami ruchów masowych, posiadającymi amfiteatralne zamknięcia i występującymi w układzie kulisowym (Ryc. 2.7). Najwyższa ze skarp ma wysokość około 15 m i jest obramowana formami skałkowymi, zaś u jej podnóża występuje rów rozpadlinowy, obramujący wydłużony pakiet skalny porozdzielany systemem szczelin. Dolne partie osuwiska tworzą wały koluwalne i jezor uformowany ze zdezintegrowanego materiału skalnego (*colluvial tongue*) nasunięty na powierzchnię terenu (Margielewski, 1998).

Analiza położenia powierzchni nieciągłości w odsłonięciach występujących w poszczególnych partiach osuwiska, wskazuje na charakterystyczny typ przemieszczeń grawitacyjnych typu *compound* (osuwisko złożone) typowy dla form przejściowych pomiędzy zsuwem rotacyjnym i translacyjnym (Dikau i in., 1996) (Ryc. 2.7).

Poniżej systemu osuwiskowych rowów rozpadlinowych, w rezerwacie Barnowiec, znajduje się rozległe osuwisko rotacyjne z najwyższymi w tych częściach Beskidów ścianami

skalnymi o łącznej wysokości 50 m. U podnóża skalistej skarpy głównej uformowało się rozległe blokowisko porośnięte starodrzewiem jodłowym i świerkowym, zaś poniżej, odspojony z obszaru skarpy głównej materiał skalny uformował rozległe nabrzemia koluwalne i jezor osuwiskowy schodzący do doliny Potoku Barnowskiego (Margielewski, 1998). W obrębie rynien marginalnych uformowanych w zamknięciach skarp głównych, powstały charakterystyczne młaki porośnięte roślinnością wilgociolubną. Na obszarze osuwiska występują unikatowe zbiorowiska roślinne których rozwój był związany z georóżnorodnością implikowaną rozwojem osuwiska, kiedy to ruchy masowe spowodowały transformację podłoża, gleb, stosunków wodnych (Alexandrowicz, Margielewski 2010). Występuje tu m.in. unikalny zespół jaworzyny górskiej (*Lunario-Aceretum*).



**Ryc. 2.7.** Osuwiskowe rowy rozpadlinowe w rezerwacie Barnowiec. Objasnienia sygnatur na Ryc. 1.5. Z prawej obok przekroju – schemat przemieszczenia typu *compound*. Na zdjęciu – pilaste odwzorowanie powierzchni skalnych (wzdłuż spękań), niezgodne z przebiegiem skarpy.



**Po zwiedzeniu rezerwatu Barnowiec, następuje rozdzielnie wycieczek na dwie części:**

**A – Osuwiska wierzchowiny szczytowej pasma Jaworzyny Krynickiej.**

Prowadzenie: *Włodzimierz Margielewski*

**B – Kotlina Sądecka. Nowe spojrzenie na budowę geologiczną.**

Prowadzenie: *Leszek Jankowski*

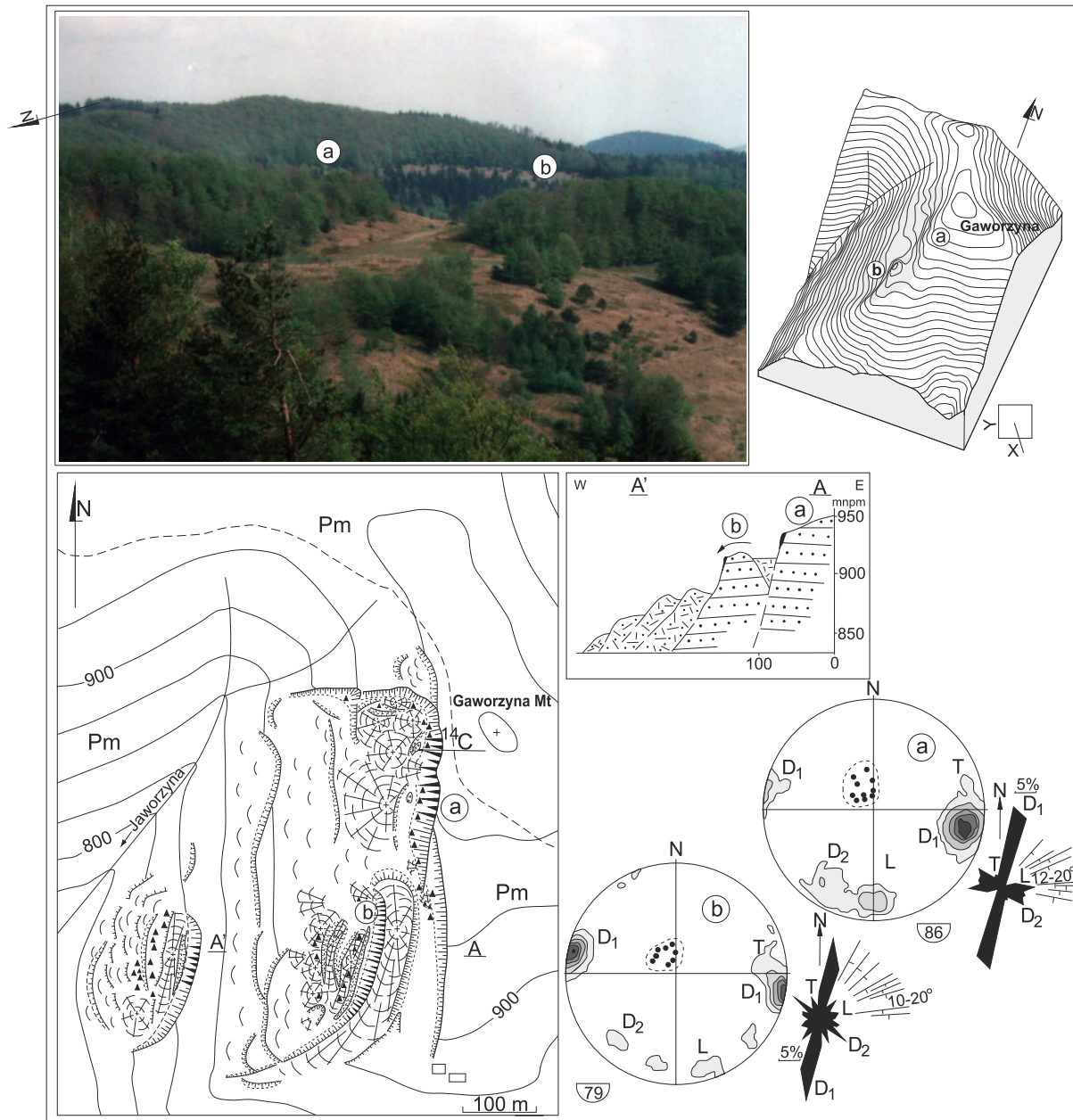
**Część A.** Powrót z Barnowca ku wierzchowinie szczytowej pasma Jaworzyny, dalej wzdłuż wierzchowiny szczytowej, czerwonym szlakiem turystycznym, ku zachodowi, do wzniesienia Gaworzyna, będącego jedną z kulminacji wierzchowiny szczytowej, Zadnie Góry, powrót na Halę Pisaną, Jesionowa, zejście do Łomnicy

**Stop 2.8.A. Gaworzyna. Osuwiskowy rów rozpadlinowy o charakterze podwójnego grzbietu (*double ridge*).**

*Włodzimierz Margielewski*

Pozycja GPS: N 49°28,743'; E 20°45,726'

Charakterystyczny grzbietowy rów rozpadlinowy występuje w obrębie szczytowych partii i zachodniego stoku wzniesienia Gaworzyna (963 m n.p.m.) w paśmie Jaworzyny Krynickiej. Forma powstała w obrębie gruboławicowych piaskowców magurskich (ogniwa piaskowca z Piwnicznej formacji magurskiej) (Golonka, Rączkowski, 1981). Jest ona dobrze eksponowana w krajobrazie (Ryc. 2.8A). W jej obrębie występuje zespół wysokich (do 20 m) prostolinijnych skarp rozwijanych sukcesyjnie zgodnie z przebiegiem silnie zaznaczonego tu zespołu spękań skośnych  $D_2$  o kierunku 190-200° (Ryc. 2.8A). Występujący u ich podnóża rozległy (szerokości 30 m) płaskodenny rów rozpadlinowy oddziela od skarp rozległy pakiet skalny, przemieszczony grawitacyjnie i stanowiący element podwójnego grzbietu (Margielewski, 2006) (Ryc. 2.8A: a-b). Zachodnia część przemieszczonego pakietu obcięta jest skalistą skarpą o przebiegu dowiązującym również do zespołu spękań  $D_2$ . Szczegółowa analiza położenia płaszczyzn spękań pomierzonych w obrębie zespołu skarp głównych (Ryc. 2.8A – diagram a) oraz skarpy obcinającej przemieszczony pakiet (Ryc. 2.8A – diagram b), wskazuje, że w obrębie pakietu, płaszczyzna spękań zespołu  $D_2$  jest nieznacznie zrotowana w kierunku ruchu (około 10-15° – zob. Ryc. 2 diagramy a-b), czemu towarzyszy również stosunkowo niewielkie zmniejszenie kąta zapadania warstw w obrębie pakietu. Wskazuje to, iż zasadniczym typem przemieszczeń był tu przechył (*toppling*). Pod skarpą główną obramującą rów rozpadlinowy powstało kilka niewielkich zagłębień, wypełnionych osadami organicznymi (mułki organiczne). Fragmenty drewna pobrane ze spągu osadów najgłębszego z nich (głębokości 1,2 m) zostały datowane radiowęglowo na 1580±130 lat BP (1850-1250 cal BP lub 100-700 cal AD) (Kr-151) (Margielewski, 1997a). Forma osuwiskowa była więc odmłodzona co najmniej w okresie rzymskim. Przeprowadzone przez autora badania wskazują, że przemieszczenia typu *toppling*, są powszechne w obrębie większości rowów grzbietowych w Karpatach, w tym zwłaszcza podwójnych grzbietów – *double ridge* (zobacz Flis, 1958; Alexandrowicz, Alexandrowicz, 1988).



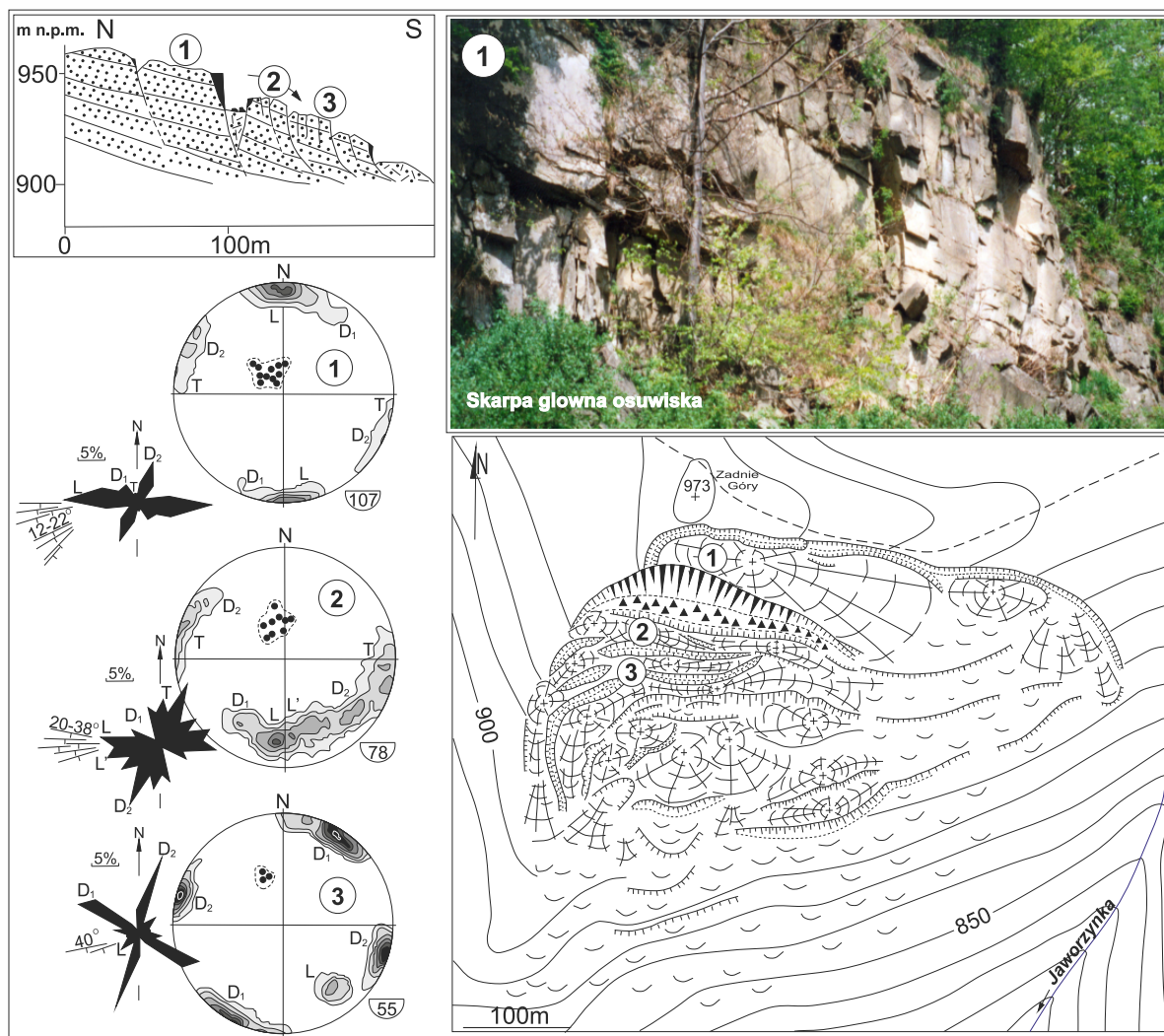
**Ryc. 2.8A.** Podwójny grzbiet (*double ridge*) na Gaworzynie. U góry: widok z Zadnich Gór, z prawej – rzut ortogonalny hipsometrii. Objasnienia sygnatur na Ryc. 1.5.

### Stop 2.9A. Zadnie Góry. Zespół osuwisk z podwójnym grzbietem (*double ridge*).

Włodzimierz Margielewski

Pozycja GPS: N 49°29,138'; E 20°45,726'

W partiach szczytowych i na południowym stoku wzgórza Zadnie Góry powstała rozległa forma osuwiskowa uformowana w gruboławicowych piaskowcach magurskich (Flis, 1958, Margielewski, 1997b). Osuwisko jest genetycznie związane z rozwojem leja źródłowego



**Ryc. 2.9A.** Osuwiskowy rów grzbietowy (podwójny grzbiet) na Zadnich Górach w Beskidzie Śląckim. Objasnienia sygnatur na Ryc. 1.5.

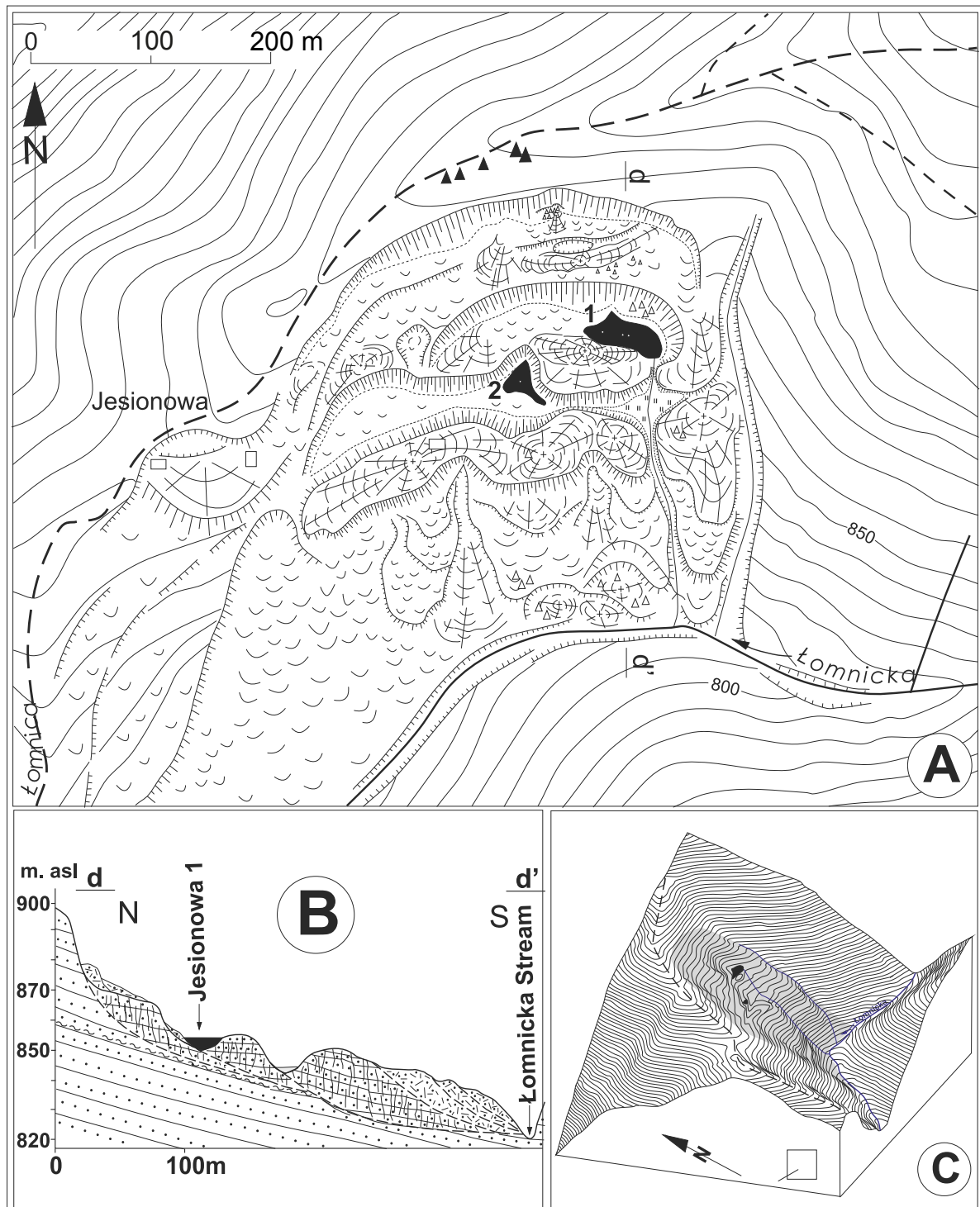
potoku Jaworzynka. Współcześnie widoczne są dwie generacje rozwoju formy. Pozostałością starszej z nich, jest system linijnie rozwiniętych rowów rozpadlinowych uformowanych w podszczytowych partiach Zadnich Gór. Jest on obcięty młodszą formą, która wykształciła wysoką (10 m) skalistą skarpe główną założoną na zespole spękań podłużnych L (Ryc. 2.9A). U jej podnóża powstał rozległy rów rozpadlinowy (tworzy element podwójnego grzbietu), który oddziela od skarpy głównej rozległy pakiet skalny (płat osuwiskowy), porozdzielany na segmenty systemem rowów rozpadlinowych, o przebiegu w przybliżeniu równoległym do skarpy głównej. Dolne partie osuwiska tworzą wały i nabrzemia koluwialne, których część nasunęła się na powierzchnie terenu. Analiza zmienności położenia płaszczyzn spękań w poszczególnych partiach osuwiska wskazuje, że głównym typem przemieszczeń w obrębie formy był przechył (*toppling*) (Ryc. 2.9A – diagramy 1-2). W dolnych partiach osuwiska dominują z kolei przemieszczenia typu rotacyjnego (Ryc. 2.9A – diagramy: 1-3). Rów grzbietowy na Zadnich Górach jest kolejną formą osuwiskową, typową dla transformacji grawitacyjnej wierzchowinowych partii gór w Karpatach fliszowych.

## Stop 2.10A. Jesionowa. Zespół osuwisk datowany metodą radiowęglową.

Włodzimierz Margielewski

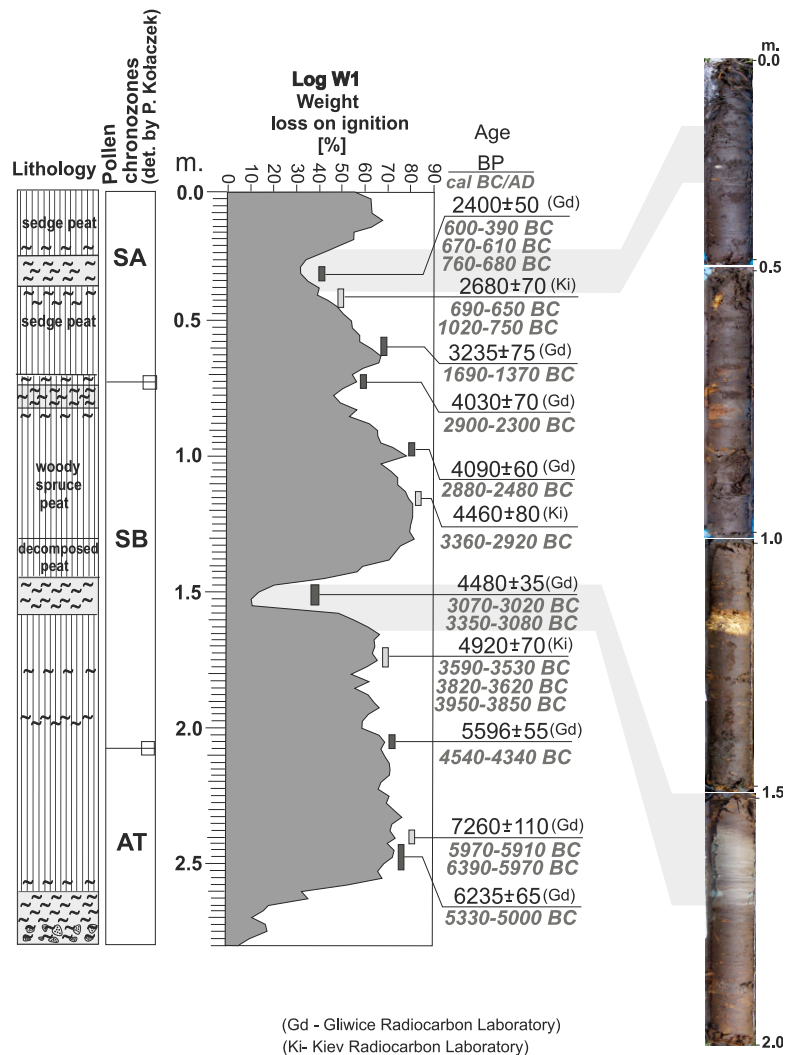
Pozycja GPS: N 49°28,609'; E 20°44,937'

Zespół osuwisk Jesionowa powstał w obrębie grzbietu bocznego odchodzącego na południe od wierzchołki głównej pasma Jaworzyny w rejonie Pisanej Hali. Zespół uformowany



Ryc. 2.10.A1. Plan i przekrój przez osuwisko Jesionowa. Obją śnienia sygnatur na Ryc. 1.5.

w gruboławicowych piaskowcach magurskich podjednostki krynickiej płaszczowiny magurskiej, jest genetycznie związany z postępującą erozją potoku Łomnicka. Forma osuwiskowa była kształtowana w trakcie kilku generacji ruchów masowych. W trakcie najstarszej generacji ruchów masowych powstało osuwisko z amfiteatralną skarpą główną długości około 150 m, które zostało odmłodzone przez kolejną generację ruchów masowych. W trakcie tych ruchów powstało osuwisko z kolistą skarpą główną i zagłębieniem u jej podnóża, obramowanym charakterystycznym wałem koluwalnym (Ryc. 2.10A1 – torfowisko 1) (Margielewski 1997). Współcześnie zagłębienie wypełnione jest osadami torfowiska niskiego o miąższości nie przekraczającej 2,8 m. Występujące tu torfy są w densnych partiach zwykle silnie rozłożone, w środkowych partiach profilu przechodzą w torfy drzewne (świerkowe), w stropie dominuje torf turzycowy. W obrębie osadów zostały zarejestrowane zmiany paleośrodowiska mezo- i neoholocenu tej części Karpat (Margielewski i in., 2011).



**Ryc. 2.10A2.** " Profil torfowiska Jesionowa, z chronozonami palinologicznymi, krzywą strat prażenia (dla 2,5-centymetrowych odcinków profilu) i datowaniami radiowęglowymi poziomów zmienności (wg Margielewski i in., 2011).

Analizy palinologiczne i datowania radiowęglowe wskazują, że zagłębienie powstało w trakcie trwania optimum fazy atlantyckiej holocenu, ca 7260 lat BP (Ryc. 2.10A2). Na początku szczególnie wilgotnej fazy subborealnej (ca 4920 ±70 BP), miała miejsce dostawa osadów mineralnych do torfowiska i uformowany został poziom osadów mineralnych (Ryc. 2.10A.2). W trakcie tego zwilgocenia klimatu nastąpiło odmłodzenie osuwiska: w dolnych partiach powstał rozległy rów rozpadlinowy, z zagłębieniem wypełnionym osadami datowanymi na 4790±90 lat BP (Ryc. 2.10A1 – torfowisko 2) (Margielewski i in., 2011). Kolejne dostawy osadów mineralnych w torfowisku były związane z silnymi zwilgoceniami klimatu na początku fazy subborealnej (ca 4 ka BP) i początku fazy subatlantyckiej (Ryc. 2.10A2).

## **Część B. Powrót z Barnowca do autobusu, przejazd do Nowego Sącza – Gólkowic – Łomnicy.**

### **Stop 2.8.B. Nowy Sącz, Brzeg Kamienicy Nawojowskiej. Odsłonięcie utworów miocenu.**

*Leszek Jankowski*

Pozycja GPS: N 49°36,420'; E 20°43,831'

W brzegach Kamienicy Nawojowskiej w Nowym Sączu obserwujemy utwory morskiego miocenu wypełniające rów tektoniczny powstały w postkompresyjnym etapie tworzenia górotworu Karpat jako tektoniczne zapadlisko lokowane stosunkowo wysoko w strukturze górotworu, w obrębie jednostki magurskiej. Profil osadów sugeruje klasyczne tworzenie zapadliska śródgórskiego – początkowy proces polega na zmianie regionalnej morfologii czyniąc lokalne centrum depozycji wypełniane utworami lądowymi. Później niekiedy Nowego Sącza uzyskuje połączenie z jakimś morskim basenem i utwory przybierają charakter morski (Oszczypko 1973). Tektonicznie ograniczone przez uskoki normalne zapadlisko nie może być traktowane, jak to sugerują niektóre publikacje (por. Oszczypko i in. 2009), jako basen typu *piggy back* (resztkowy basen niesiony na tworzącym się i przemieszczającym się górotworze). Utwory zapadliska nie mają basenowej kontynuacji z resztkowym basenem Karpat, a proces tworzenia zapadliska następował po etapie skrócenia i deformacji tektonicznej z wyraźną przerwą czasową. W odsłonięciu widzimy głównie utwór typu szlirowego (słabo uławicony osad typu molasowego), słabo widoczne są spękania o typie uskoków normalnych, wskazujące na ekstensję o kierunku SE-NW.

Istotnym zagadnieniem jest paleogeografia zbiornika nowosądeckiego. Istniejące opracowania (por. Oszczypko, Ślaczka 1985) sugerują łączność z basenem przedpola Karpat, Odgałęzienie basenu przedgórze miałoby się wcinąć wąską zatoką do rejonu nowosądeckiego, jednak poza rejonem Iwkowej i Grudnej nie ma pozostałości osadowej po tej domniemanej zatoce. Ponadto tzw. miocen Iwkowej zdaje się być wypełnieniem szybko subsydującego basenu lokowanego przy uskoku przesuwczym.

Istnieje możliwość połączenia basenu Nowego Sącza raczej z obszarem zagórza i mioceniem panońskim – na co wskazywać mogą dane mikrofaunistyczne (W. Bałuk – informacja ustna).

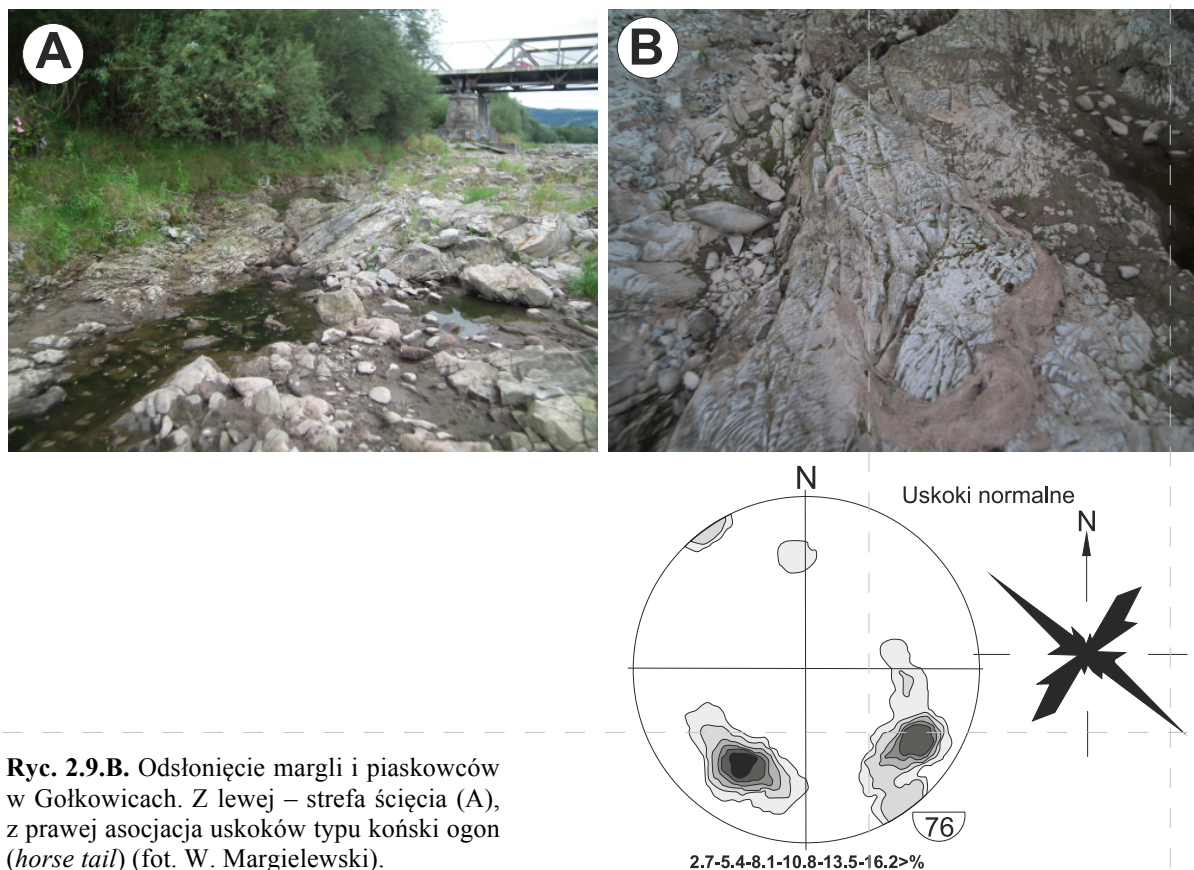
Szybko subsydujący basen nowosądecki może mieć znacznie większe rozprzestrzenienie, niż dokumentują to opracowania kartograficzne. Obszar zapadliska stanowi niekiedy morfologiczną otoczoną wzgórzami. Stefy ścięcia słabo obecnie odsłonięte widoczne w potokach spływających (od północnego zachodu) do Dunajca bądź Popradu zdają się mieć związek z procesem kolapsu.

## Stop 2.9.B. Gołkowice Dolne. Asocjacje uskoków tworzących Kotlinę Sądecką.

Leszek Jankowski

Pozycja GPS: N 49°36,420'; E 20°43,831'

W dolinie Dunajca pod mostem w Gołkowicach, odsłania się kompleks margli łąckich, który ku górze profilu przechodzi w serię piaskowców. Obszar ten zaliczany jest do podjednostki bystrzyckiej jednostki magurskiej. Granica sekwencji sedymentacyjnej widoczna jest tuż pod mostem drogi z Gołkowic do Starego Sącza (Ryc. 2.9.B). Zmianę sedymentacji z bardziej płytkowodnych niż środowisko basenowych turbidytów margli łąckich (zdają się stanowić sedymentację tła związaną ze środowiskiem skłonu – ewentualne wewnątrzbasenowe wyniesienie w obrębie magurskiego subbasenu) na serię piaszczystą, tłumaczyć można wahaniem poziomu morza. Margle łąckie stanowić mogą oboczną w stosunku do serii piaskowcowych fację, zazębiającą się z nimi w basenie. Zapadająca ku południowi seria jest silnie stektonizowana. Proces deformacji interpretować można jako wynik nakładania się kilku procesów tektonicznych począwszy od uskoku przesuwczego a skończywszy na etapie ekstensji tektonicznej, wynikającej prawdopodobnie z tektonicznego kolapsu. Kierunki spękań tektonicznych o typie uskoków normalnych zdają się korelować w zarysie z kształtem rowu tektonicznego zwanego zapadliskiem nowosądeckim wypełnionym miocenijskim osadem (zobacz diagram na Ryc. 2.9.B). Analiza map oraz odsłonięć w otoczeniu zapadliska nowosądeckiego wskazuje na wytworzenie w dolnym miocenie strefy śródgórskiego ekstensyjnego zapadliska znajdującego się stosunkowo wysoko w strukturze tworzącego się pierwotnie – jako klin akrecyjny – górotworu.



## Stop 2.11. Łomnica. Kompleks chaotyczny w dolinie Łomniczanki.

*Leszek Jankowski*

W prawym brzegu potoku Łomniczanka, w jego górnym biegu, odsłania się charakterystyczny kompleks chaotyczny o typie melanżu tektonicznego (Ryc. 2.11). Porozrywane warstwy piaskowca tkwią w ilastej *matrix*, zaś na powierzchniach skalnych występują liczne tektoglify, lustra tektoniczne, wskazujące na silne zaangażowanie tektoniczne strefy, związane z grawitacyjnym (kolapsowym) przemieszczaniem masywów skalnych względem siebie. Tego typu strefy melanżu tektonicznych występują także w sąsiednich dolinach rzecznych i są wykorzystywane przez potoki Kokuszka oraz Wierchomlanka



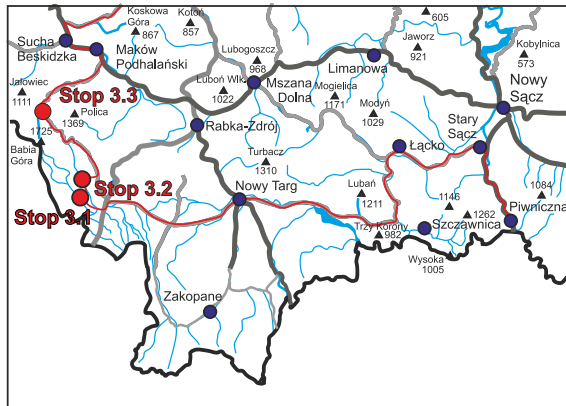
**Ryc. 2.11.** Kompleks chaotyczny o charakterze melanżu tektonicznego w brzegu potoku Łomnica (fot. W. Margielewski).



**Dzień trzeci – piątek 29.09.2012**

## **Kotlina Orawsko-Nowotarska – Babia Góra**

Strukturalne uwarunkowania elewowania masywu Babiej Góry. Rola uskoków normalnych (*footwall elevation*) ku północy i *slumpingu* ku południowi w dźwiganie masywu Babiej Góry.



**Trasa: Piwniczna – Stary Sącz – Łącko – Zarzecze – Tylmanowa – Krościenko – Snozka – Nowy Targ – Lipnica Wielka – Zubrzyca – Przełęcz Krowiarki – Zawoja – powrót do Krakowa**

**Stop 3.1. Lipnica Mała, Potok Lipnicki. Osady słodkowodne (?) zapadliska orawsko-nowotarskiego i *slumpingu* w brzeżnych partiach zapadliska.**

*Leszek Jankowski*

Pozycja GPS: N49° 28,619'; E19° 38,017'

W odsłonięciu widoczna jest strefa kontaktu utworów jednostki magurskiej i utworów osadowych wypełniających tzw. Kotlinę Orawsko-Nowotarską. W potoku spływającym ku kotlinie od stoków Babiej Góry odsłania się strefa kontaktowa pomiędzy jednostką magurską a wypełnieniem osadowym Kotliny Orawsko-Nowotarskiej. Główną serią osadową są tu warstwy orawskie wypełniające Kotlinę (wyróżnione przez L. Watychę, 1977 a, b), zwane niekiedy ogniwem z Lipnicy Małej (potok Syhleć). Wykształcone są zwykle jako ily, ily pylaste, wapiaste, barwy szarej szarozielonej. Niekiedy występują w ich obrębie konglomeraty z soczewkami lignitów przewarstwione piaskami i żwirami. Według L. Watychy (1977 a, b) na wypełnienie osadowe składa się kilka niezdeformowanych tektonicznie cykli sedymentacyjnych rozpoczynających się otoczkami i żwirami przechodzącymi ku górze w warstwowane piaski i wreszcie namuły pylasto-ilaste. W serii zdarzają się pokłady węgla do 1,5 m grubości. W okolicach Nowego Targu miąższość kompleksu osadowego wypełniającego Kotlinę Orawsko-Nowotarską sięga do 400-500 m (wiercenia w Dębnie i Frydmanie). W niektórych miejscach wyróżnić można plioceńskie głązy, żwiry, piaski i mułki znane jako stożek Domańskiego Wierchu (Tokarski i in., 2012).

Zapadlisko orawsko-nowotarskie zaczęło tworzyć się w miocenie. Istotną cechą miocenijskiego materiału jest brak otoczek tatrzańskich, co jest dowodem na trwające jeszcze w miocenie pogrzebanie pobliskiego masywu tatrzańskiego. W dotychczasowych opracowaniach podkreśla się lądowe środowisko materiału wypełniającego (głównie rzeczne i jeziorne - por. Oszaś, 1973; Watycha, 1977 a, b; Pomianowski, 2003).

Materiał osadowy stanowią redeponowane utwory tzw. fliszu podhalańskiego, jednostki magurskiej, czy Pienińskiego Pasa Skalicowego. Kierunek zapełniania według Watychy (1977 a, b) następuje głównie od strony północnej (materiał z płaszczowiny magurskiej). We wschodniej części zapadliska dominuje zapełnianie od strony Gorców. Łukowato rozciągnięte zapadlisko orawsko-nowotarskie jest znacznie węższe w części wschodniej, co widać w opracowaniach kartograficznych.



**Ryc. 3.1.** Kompleksy chaotyczne w Potoku Lipnickim w Lipnicy Małej (fot. W. Margielewski).

Ogólny zarys zapadliska sugeruje rodzaj basenu przyuskokowego typu *pull apart* (Pomianowski, 2003) powstałym w strefie rozluźnienia przyuskokowego (*releasing bends*), co można wiązać ze strefą pienińskiego melanzu. Jednakże ostre kształty, jak też uskoki normalne ograniczające obecnie basen sugerują jego modyfikację w etapie kolapsu. Można uznać, że powstanie zapadliska orawsko-nowotarskiego zaczyna się w czasie fazy reaktywacji nasunięcia pozasekwencyjnego PPS jako uskoki przesuwczy i utworzenia stowarzyszonych z nim struktur uskokowych typu *pull apart*. Cała struktura zapadliska została reaktywowana już na etapie kolapsu jako typowe zapadlisko śródgórskie. Uwagę zwraca wyraźna anomalia grawimetryczna ciągnąca się od zapadliska orawsko-nowotarskiego do nowosądeckiego. Według obecnych obserwacji uskoki normalne definiują subsydencję w zapadlisku. W południowej części uskoki normalne rozgraniczające tzw. flisz podhalański od strefy wypełnienia mioceńsko-czwartorzędowego są nachylone ku północy.

Odslonięcie przedstawia w istocie fragment kontaktu spływającej oderwanej od strony masywu Babiej Góry, zrzuconej do basenu zapadliskowego orawsko-nowotarskiego z utworami zapadliska.

Odslonięte melanże tektoniczne są strefami poślizgu wzdłuż powierzchni niskokątowego uskoku normalnego znacznych oderwanych od masywu partii górotworu, przemieszczonych ku południowi w kierunku subsydującego zapadliska (Ryc. 3.1) (podobnie jak w przypadku góry Cergowej). Oderwanie i przemieszczenie części masywu Babiej Góry po strefie melanżu może być przyczyną wyniesienia samego bloku Babiej Góry – tzw. *footwall elevation*. Podobieństwo *matrix* występujących tu melanży do osadu wypełniającego zapadlisko sugeruje, że zasięg zapadliska może być znacznie szerszy a obecne jego północne obrzeżenie to materiał osunięty.

### **Stop 3.2. Lipnica Wielka. *Slumpingi*.**

*Leszek Jankowski*

Pozycja GPS: N 49°30,252'; E 19°36,399'

W Lipnicy Wielkiej, w korycie Potoku Lipnickiego odslaniają się lokalnie stektonizowane kompleksy chaotyczne o typie *slumpingu*. W szarej masie ilastego *matrix*, tkwią chaotycznie porzucane bloki piaskowca magurskiego lub drobnorytmicznego fliszu (Ryc. 3.2.). Silnie stektonizowane utwory o typie melanżu, są efektem przemieszczeń grawitacyjnych mas skalnych południowego skłonu Babiej Góry do Zapadliska Orawskiego.



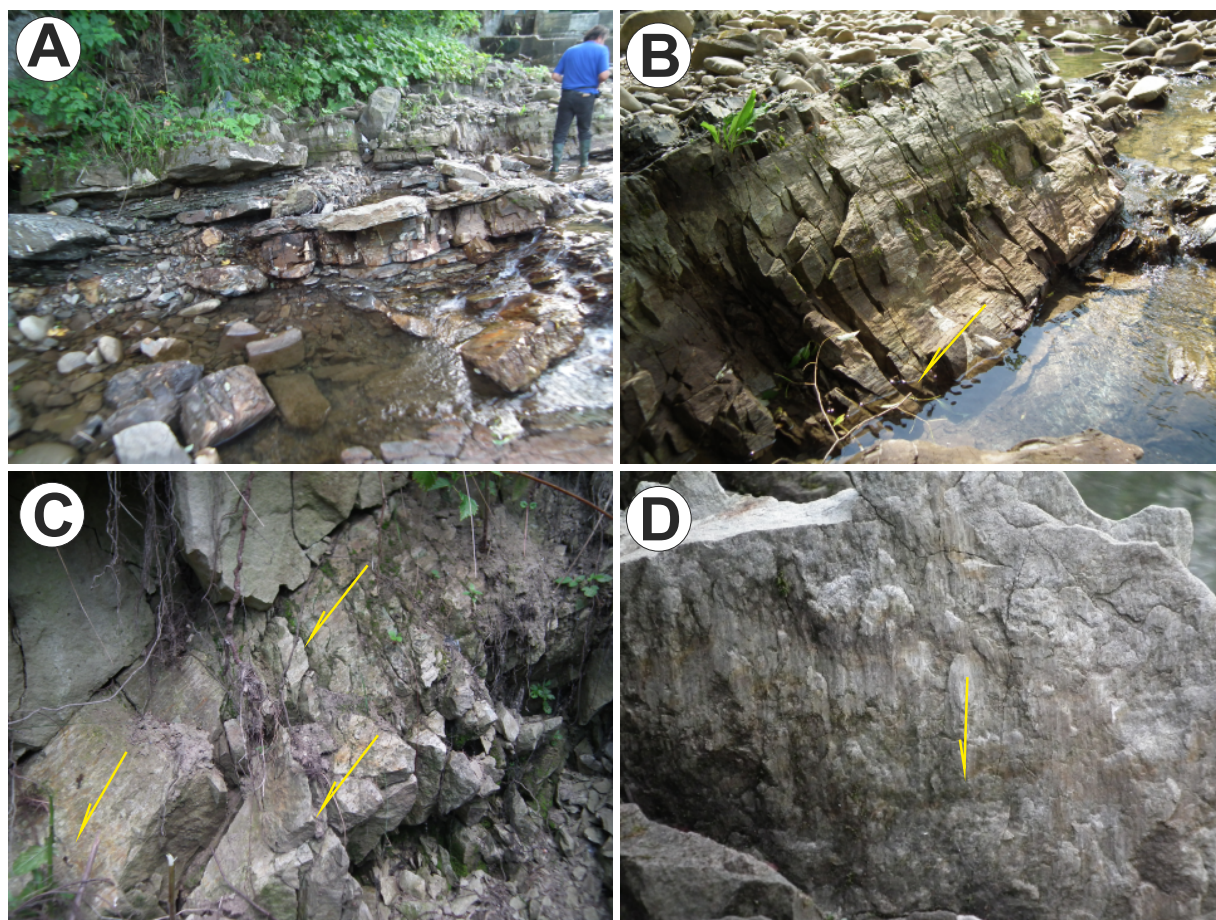
**Ryc. 3.2.** Kompleksy chaotyczne w Lipnicy Wielkiej (fot. W. Margielewski).

### Stop 3.3. Zawoja Widły. Asocjacje uskoków reaktywowanych w obrębie warstw hieroglifowych i kompleksów chaotycznych.

*Leszek Jankowski*

Pozycja GPS: N 49°38,086'; E 19°31,721'

W korycie potoku Skawica w miejscowości Zawoja Widły odsłaniają się silnie stektonizowane warstwy hieroglifowe. Lokalnie odsłaniają się tu kompleksy chaotyczne. Powierzchnie mocno stektonizowanych (lokalnie zmelanżowanych) warstw hieroglifowych zapadają ku SE, zaś potok płynie tu subsekwentnie. W obrębie formacji skalnych występuje kilka generacji uskoków normalnych rozwiniętych w kilku kierunkach, zapadających generalnie ku S. Generalnie rzeka wykorzystuje uskok przesuwczy, widoczny tu w odsłonięciach, reaktywowany później jako uskok normalny o kierunku zapadania płaszczyzny  $160^\circ$ . System sprzężonych, wielokrotnie reaktywowanych uskoków normalnych widocznych w odsłonięciu, odgrywa istotną rolę w elewowaniu masywu Babiej Góry.



**Ryc. 3.3.** Zawoja Widły, odsłonięcie warstw hieroglifowych: A – warstwy hieroglifowe, lokalnie z melanżem tektonicznym, B – uskok przesuwczy; C-D – asocjacje uskoków normalnych (fot. W. Margielewski).

## Literatura:

- Alexandrowicz, Z., Alexandrowicz, S.W., 1988. *Ridge top trenches and rifts in the Polish Outer Carpathians*. *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 58, 207–228.
- Alexandrowicz Z., Margielewski W., 2010. *Impact of mass movements on geo- and biodiversity in the Polish Outer (Flysch) Carpathians*. *Geomorphology* 123: 290-304.
- Baumgart-Kotarba M., 1974. *Rozwój grzbietów górskich w Karpatach fliszowych*. *Prace Geograficzne Instytutu Geografii PAN*, 106: 1-36.
- Burtan J., Sokołowski S., 1956. *Nowe badania nad stosunkiem regionu magurskiego do krośnieńskiego w Beskidach Zachodnich*. *Przegląd Geologiczny* 4 (10).
- Chrzastowski J., Nescieruk P., Wójcik A., 1995. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000, arkusz Muszyna*. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Dikau R., Brunsten D., Schrott L., Ibsen M.L. (eds.) 1996. *Landslide recognition. Identification, movement and causes*. Wiley, New York.
- Flis J., 1958. *Formy terenu wywołane grawitacyjnymi ruchami mas skalnych na Sądecczyźnie* *Roczniki Naukowo-Dydaktyczne*. WSP Kraków, Geografia 8: 35–53.
- Gerlach T., Pokorny J., Wolnik R., 1958. *Osuwisko w Lipowicy*. *Czasopismo Geograficzne* 30: 685-700.
- Golonka J., Rączkowski W., 1981. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000, arkusz Piwniczna*.
- Gubała W. J., Mleczek T., 2004. *Nowości z Lipowicy*. *Jaskinie* 4 (37): 28-29.
- Jankowski L., 2007. *Kompleksy chaotyczne w rejonie gorlickim (polskie Karpaty zewnętrzne)*. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 426: 27-52.
- Jankowski L., 2008. *Kompleksy chaotyczne Karpat polskich. Materiały Konferencyjne Przewodnik sesji terenowej*. PIG Oddział Karpacki, Kraków, 26-88.
- Jankowski L., Kopciowski R., (w druku). *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1: 50 000, arkusz Nowy Żmigród*.
- Jankowski L., Margielewski W., 2012. *Strukturalne uwarunkowania rozwoju rzeźby Karpat zewnętrznych*. *Przegląd Geologiczny* (w druku)
- Jankowski L., Probulski J., 2012. *Próba odtworzenia historii rozwoju tektoniczno-basenowego Karpat zewnętrznych na przykładzie budowy geologicznej obszarów złóż węglowodorów Grabownica, Strachocina i Łodyna oraz ich otoczenia*. *Kwartalnik AGH, Geologia* (w druku).
- Jankowski L., Kopciowski L., Ryłko W., 2012. *Stan wiedzy o budowie geologicznej Karpat zewnętrznych pomiędzy rzekami Białą a Rysa – Dyskusja*. *Biuletyn PIG* 449: 203-216.
- Klassek G., Mleczek T., 2011, *Eksploracja i inwentaryzacja jaskiń polskich Karpat fliszowych (wrzesień 2010 r.-lipiec 2011 r.)*. [w:] M. Gradziński, J. Partyka, J. Urban (red.) *Materiały 45. Sympozjum Speleologicznego*. Ojców, 20-23.10.2011 r., 77-80.
- Margielewski W., 1997. *Formy osuwiskowe pasma Jaworzyny Krynickiej i ich związek z budową geologiczną regionu*. *Kwartalnik AGH, Geologia*, 23: 45-102.
- Margielewski W., 1998. *Rozwój form osuwiskowych w Barnowcu (Beskid Sądecki, Karpaty zewnętrzne), w świetle analizy strukturalnych uwarunkowań osuwisk w Karpatach fliszowych*. *Przegląd Geologiczny*, 46 (5): 436-450.
- Margielewski W. 2006. *Structural control and types of movements of rock mass in anisotropic rocks: case studies in the Polish Flysch Carpathians*. *Geomorphology* 77: 47-68.
- Margielewski W., Kołaczek P., Micheżyński A., Obidowicz A., Pazdur A., 2011. *Record of the meso- and neoholocene palaeoenvironmental changes in the Jesionowa landslide*. *Geochronometria* 38 (2): 138-154.

- Margielewski W., Urban J. 2005. *Pre-existing tectonic discontinuities in the rocky massifs as initial forms of deep-seated mass movements development: case studies of selected deep crevice-type caves in the Polish Flysch Carpathians*. [in:] K. Senneset, K. Flaate, J. O. Larsen (eds.), *Landslides and Avalanches ICFL 2005 Norway*. Balkema, Taylor & Francis, London, 249-256.
- Margielewski W., Urban J., Žák K., Zernitskaya V., 2012. *Dated speleothems of the crevice – type caves in sandstones of the Polish Outer Carpathians*. [in:] *Proceedings of the 12th International Symposium on Pseudokarst, Tui, Galicia, Spain, 11-14th September 2012*.
- Migoń P., 2006. *Geomorfologia*. PWN Warszawa.
- Mleczek T. 2002. *Jaskinie Beskidu Niskiego*. Magury '02, 34-56.
- Oszast J., 1970. *O wieku stożka Domańskiego wierchu na podstawie badań palinologicznych*. *Kwartalnik Geologiczny* 14 (4).
- Oszast J., 1973. *The Pliocene profile of Domański Wierch near Czarny Dunajec in the light of palynological investigations (Western Carpathians, Poland)*. *Acta Palaeobotanica* 14(1): 1-42.
- Oszczypko N., 1973. *The geology of the Nowy Sącz Basin, Middle Carpathians*. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 271: 101–197.
- Oszczypko N., Dudziak J., Malata E., 1990. *Stratygrafia osadów płaszczowiny magurskiej (kreda-paleogen) w Beskidzie Sądeckim (Karpaty zewnętrzne)*. *Studia Geologica Polonica* 97: 109-181.
- Oszczypko N., Ślęczka A., 1985. *Próba palinspastycznej rekonstrukcji neogeńskich basenów zapadliska Przedkarpackiego*. *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 55 (1-2): 55-75.
- Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M., Wójcik A., 2009. *New data on the late Badenian–Sarmatian deposits of the Nowy Sącz Basin (Magura Nappe, Polish Outer Carpathians) and their palaeogeographical implications*. *Geological Quarterly*, 2009, 53 (3): 273–292
- Pazdur A., Bluszcz A., Stankowski W., Starkel (red.), 1999. *Geochronologia górnego czwartorzędu Polski, w świetle datowania radiowęglowego i luminescencyjnego*, Wydawnictwo WIND – J. Wojewoda, Wrocław, 280-283.
- Pesztat C. (red.), 1976. *Piaskowce karpackie, ich znaczenie surowcowe i perspektywy wykorzystania*. *Kwartalnik AGH, Geologia*, 2, 2: 1-95
- Polak A. 1999, *Budowa geologiczna płaszczowiny śląskiej w okolicy Skrzydłnej*. *Przegląd Geologiczny* 47 (8): 753-763.
- Pomianowski P., 2003. *Tektonika Kotliny Orawsko-Nowotarskiej - wyniki kompleksowej analizy danych grawimetrycznych i geoelektrycznych*. *Przegląd Geologiczny*, 51 (6): 498-506.
- Pulina M. (red.) 1997. *Jaskinie polskich Karpat fliszowych, tom 2*. PTPNoZ, Warszawa.
- Pulina M. (red.) 1998. *Jaskinie polskich Karpat fliszowych, tom 3*. PTPNoZ, Warszawa.
- Tokarski A., Świerczewska A., Zuchiewicz W., Starek D., Fodor L., 2012. *Quaternary exhumation of the Carpathians: a record from the Orava-Nowy Targ Intramontane Basin, Western Carpathians (Poland and Slovakia)*. *Geologica Carpathica* 63: 257-266.
- Urban J., Margielewski W., Žák K., Hercman H., Sujka G, Mleczek T. 2007. *Calcareous speleothems in the pseudokarst Jaskinia Słowiańska-Drwali cave, Beskid Niski Mts., Poland*. *Nature Conservation* 63 (7): 119-128.
- Urban J., Schejbal-Chwastek M., Margielewski W., Žák K, 2012. *Mineralogic and isotopic (O and S) composition of selected secondary formations in the non-karst caves in sandstones of the Outer Carpathians, southern Poland*. [in:] M. Vaquero-Rodrigues, J. R. Vidal Romani (eds.) *Programme and abstracts. 12th Intern. Symp. on Pseudokarst. 11-14.09.2012 – Tui, Galicia (Spain)*: 25-26.
- Vitek J. 1983. *Classification of pseudokarst forms in Czechoslovakia*. *International Journal of Speleology*, 13: 1-18.

- Watycha L., 1977a. *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Czarny Dunajec*. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa, ss. 102.
- Watycha L., 1977b. *Neogen niecki orawsko-nowotarskiej*. *Kwartalnik Geologiczny* 20, (3).
- Zuchiewicz W. 2010. *Neotektonika Karpat polskich i zapadliska przedkarpackiego*. Wydawnictwo AGH, Kraków, ss. 234.
- Žytko K., Zając R., Gucik S., Ryłko W., Oszczytko N., Garlicka I., Nemčok J., Eliáš M., Menčík E., Stráňík Z. 1988-1989. *Map of the tectonic element of the Western Outer Carpathians and their Foreland 1: 500 000*. PIG Warszawa; GUDS Bratislava; UUG Praha.





# **Streszczenia posterów**



# Geotechniczne podstawy oceny stateczności pokryw stokowych na przykładzie zboczy Pogórza Wiśnickiego

Piotr Demczuk<sup>1</sup>, Tymoteusz Zydrón<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Zakład Geomorfologii WNoZiGP UMCS w Lublinie,  
al. Kraśnicka 2cd/209d, 20-718 Lublin, e-mail: demczuk@poczta.umcs.lublin.pl

<sup>2</sup>Katedra Inżynierii Wodnej i Geotechniki Uniwersytetu Rolniczego w Krakowie,  
al. Mickiewicza 24/28, p. 511a, 30-059 Kraków, e-mail: tzydron@ar.krakow.pl

W pracy przedstawiono podstawowe narzędzia służące geotechnikom i geologom inżynierskim do analiz przyczyn powstawania ruchów masowych (w obrębie pokryw stokowych), a także weryfikacji i wspomagania decyzji odnośnie sposobu stabilizacji istniejących osuwisk. W praktyce inżynierskiej podstawę analiz uwarunkowań stabilności zboczy stanowi znajomość warunków geologiczno-inżynierskich oraz właściwości geotechnicznych wydzielonych w ich obrębie warstw gruntowych. Analizując przyczyny powstania osuwisk podstawę stanowią obliczenia stateczności, które wskazują jaka jest relacja sił utrzymujących do zsuwających w rozpatrywanej lub dowolnej płaszczyźnie poślizgu. Obliczenia te wykonuje się głównie w oparciu o parametry geometryczne analizowanego zbocza, parametry wytrzymałościowe gruntów tj. kąt tarcia wewnętrznego i spójność, uwzględniając równocześnie położenie zwierciadła wód gruntowych i jego wpływ na stan naprężeń panujący w gruncie.

W niniejszej pracy przedstawiono przykłady analiz stateczności pokryw stokowych zlokalizowanych na obszarze Pogórza Wiśnickiego. W ramach prac terenowych dokonano pomiarów geodezyjnych, wykonano wkopy badawcze celem poboru prób do badań laboratoryjnych oraz określenia wodoprzepuszczalności gruntów metodą infiltrometru dwupierścieniowego, a także przeprowadzono wiercenie celem rozpoznania układu warstw gruntowych w obrębie analizowanych fragmentów zboczy.

W ramach prac laboratoryjnych określono podstawowe parametry fizyczne gruntów: skład granulometryczny, wilgotność naturalną, granice konsystencji oraz wykonano badania parametrów wytrzymałościowych gruntów metodą bezpośredniego ścinania oraz trójosiowego ściskania.

Badania metodą bezpośredniego ścinania wykonano w laboratorium geotechnicznym Katedry Inżynierii Wodnej i Geotechniki Uniwersytetu Rolniczego w Krakowie w aparacie skrzynkowym produkcji ZAN w Krakowie na próbkach o wymiarach 60x60x20 mm oraz w Zakładzie Geomorfologii Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie w aparacie skrzynkowym produkcji niemieckiej firmy Wille Geotechnik na próbkach o kształcie walcowym (średnica próbki 71 mm). Z kolei badania trójosiowe wykonano stosując aparaturę brytyjskiej firmy VJ-Tech, a oznaczenie parametrów wytrzymałościowych wykonano zgodnie z procedurą podaną w PKN-CEN ISO/TS 17892-9 dla testu z konsolidacją i drenażem (test CIU). Nasycanie próbek odbywało się etapami, stosując przyrosty naprężeń w komorze ciśnieniowej oraz ciśnienia wyrównawczego równe 50 kPa, aż do uzyskania wartości wskaźnika Skemptona równego 0,95. Na podstawie pomiarów geodezyjnych oraz wyników badań geotechnicznych stworzone modele analizowanych zboczy oraz przeprowadzono obliczenia stateczności oparte o kołową oraz dowolną płaszczyznę poślizgu. Obliczenia te przeprowadzono w programie Geostudio 2012 pod kątem określenia wpływu zmian warunków wilgotnościowych gruntów na stateczność analizowanych fragmentów zboczy.

## Literatura

- Abramson L.W., Lee T.S., Sharma S., Boyce G.M., 2002. *Slope stability and stabilization methods*. John Wiley i Sons, New York.
- Duncan J.M., Wright S.G. 2005. *Soil strength and slope stability*. John Wiley i Sons, New York.
- PKN-CEN ISO/TS 17892-9. *Badania geotechniczne. Badania laboratoryjne gruntów. Część 9. Badanie gruntów w aparacie trójosiowego ściskania po nasyceniu wodą*.

# Jaskinie Pasma Babiogórskiego – ich rozmieszczenie i zróżnicowanie genetyczno-morfologiczne

Paweł Franczak

*Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytet Jagielloński,  
ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków, e-mail: p.franczak@uj.edu.pl*

Pasma Babiogórskie, którego granice, według różnych autorów przebiegają w dwojaki sposób, rozciąga się na skraju Beskidu Żywieckiego i stanowi jego wschodnią część. Według Kondrackiego (1977) w skład Pasma Babiogórskiego wchodzi Masyw Babiej Góry wraz z sąsiadującym z nim od południowo-wschodu Pasmem Policy. W klasyfikacjach turystycznych do tego mikroregionu zaliczane jest także Pasma Jałowieckie zwane również Pasmem Przedbabiogórskim (graniczące z Babią Górą od północnego-wschodu) (Figiel, Krzywda, 2006). Przebieg granicy nie jest bez znaczenia, bowiem odpowiedni sposób zaklasyfikowania tego pasma ma wpływ na liczbę jaskiń Pasma Babiogórskiego. W niniejszym opracowaniu tak jak i w jaskiniowym podziale polskich Karpat fliszowych, Pasma Jałowieckie włączone zostało w skład Pasma Babiogórskiego (Suski, 2001).

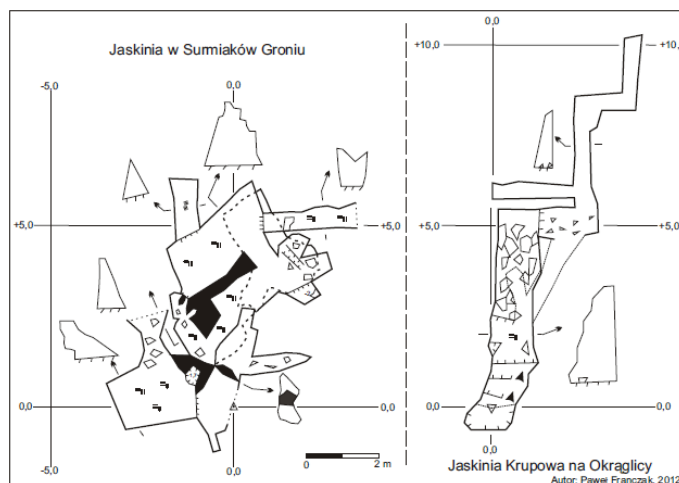
Jaskinie Pasma Babiogórskiego podobnie jak większość jaskiń Beskidów genetycznie związana jest z ruchami masowymi. Jedyne ich nieliczna grupa powstała w wyniku działania erozji bądź wietrzenia. Pierwszą grupę jaskiń ze względu na zróżnicowanie genetyczno-morfologiczne można podzielić na trzy typy (Urban, Margielewski, 2011). Pierwszy typ reprezentowany przez Jaskinie Krupową na Okraglicy, stanowią jaskinie szczelinowe. Obiekt ten wykształcony wśród rowów rozpadlinowych, powstał wskutek grawitacyjnego rozpadu masywu skalnego tworzącego stok. Ciąg jego korytarzy stanowiących przedłużenie rowu rozpadlinowego, stanowi system załamujących się prawie prostopadle korytarzy wykształconych wzdłuż krzyżujących się zespołów spękań (Franczak, 2011a).

Drugim typem jaskiń związanych z ruchami masowymi są jaskinie blokowskowe (typu *talus*) wykształcone między przemieszczonymi blokami skalnymi w obrębie pakietów osuwiskowych (Urban, Margielewski, 2011). Jednym z przykładów tego typu obiektów jest Jaskinia w Surmiaków Groniu, którą tworzy sieć chaotycznie przebiegających korytarzy powstałych wewnątrz blokowskiego skalnego (Franczak, 2011c). Trzecią grupę stanowią

jaskinie pośrednie, posiadające cechy obu wyżej przedstawionych typów (Urban, Margielewski, 2011).

Do grupy jaskiń erozyjno-wietrzeniowych zaliczane są obiekty powstałe w wyniku zachodzenia obu tych procesów. Na obszarze Pasma Babiogórskiego tego typu obiektem jest Schronisko na Paluchówce, które tworzy niewielka sala powstała pod płytą skalną w rezultacie wietrzenia (Franczak, 2011b).

Stan poznania jaskiń Pasma Babiogórskiego w ciągu ostatnich kilkunastu lat uległ diametralnym zmianom. Do 1997 r. gdy wykonane zostało opracowanie jaskiń tego obszaru znanych było zaledwie 6 jaskiń o łącznej długości 27,5 m (Klassek 1997). Aktualnie w wyniku intensywnej eksploracji prowadzonej przez kilka klubów speleologicznych rozpoznano 63 jaskinie i schroniska skalne o łącznej długości 910,7 m. Obiekty te na omawianym terenie nie są rozmieszczone równomiernie lecz występują zazwyczaj w zgrupowaniach.



Ryc.1. Plany: Jaskini w Surmiaków Groniu (jaskinia blokowskowa) i Jaskini Krupowej na Okraglicy (jaskinia szczelinowa), opracowanie własne.

W Paśmie Policy, w którym zinwentaryzowano najwięcej obiektów (40 o łącznej długości 663,5 m) znajdują się dwa główne zgrupowania jaskiń. Jedno z nich występuje w obrębie osuwiska Łysina, na obszarze którego odkryto 16 obiektów,

zaliczanych w większości do typu jaskiń blokowiskowych. Drugim obszarem jest Okrąglica, na stokach której występują liczne rowy rozpadlinowe, w obrębie których zinwentaryzowano 11 jaskiń. Występujące tam obiekty reprezentują w większości typ jaskiń szczelinowych (Franczak, 2011b, 2012). Pozostałe kilkadziesiąt obiektów jaskiniowych rozmieszczone jest równomiernie na obszarze pasma. Jedną z nich jest powstała na stoku Śmietarniaka, Jaskinia Oblica (436 m długości) będąca największą jaskinią Beskidu Żywieckiego. Jest to obiekt generalnie rozwinięty na jednej szczelinie, przedzielonej na kilka pięter przez wtórnie przemieszczone bloki skalne (Gubała, Mleczek, 2006). W Masywie Babiej Góry zinwentaryzowanych zostało 14 jaskiń o łącznej długości 168,5 m. Większość spośród tych niewielkich obiektów mieści się na obszarze Izdebczysk, Kościółków oraz na północnym stoku pod Pośrednim Grzbietem. Jednak największa z nich – Dymiąca Piwnica o długości 86,5 m, występuje w obrębie rowów rozpadlinowych na południowym stoku Babiej Góry (Franczak, 2011b). Na obszarze Pasma Jałowieckiego większość spośród 11 jaskiń o łącznej długości 77,7 m, zlokalizowana jest na obszarze rowu rozpadlinowego na południowym stoku Surmiaków Gronia. Największa z nich, Jaskinia w Surmiaków Groniu będąca zaliczana do jaskiń blokowiskowych mierzy 32 m długości (Franczak, 2011c).

## Literatura

- Figiel S., Krzywda P., 2001. *Beskid Żywiecki*, Rewasz, Pruszków, 2006.
- Franczak P., 2011a. *Jaskinia Krupowa na Okrąglicy*, Jaskinie 1(62): 7.
- Franczak P., 2011b, *Jaskinie Pasma Babiogórskiego*, Black Unicorn, Jastrzębie-Zdrój.
- Franczak P., 2011c. *Nowe jaskinie Pasma Jałowieckiego*, Jaskinie 4 (65): 4-5.
- Franczak P., 2012. *Rowy rozpadlinowe na Okrąglicy i ich jaskinie*, *Materiały 1. Ogólnopolskiego Akademickiego Sympozjum Speleologicznego*, Skawica, 10-13.
- Gubała W. J., Mleczek T., 2006. *Jaskinia Oblica*, Jaskinie Beskidzkie 6: 32.
- Klassek G., 1997. *Jaskinie Beskidu Żywieckiego*. [w:] M. Pulina (red.), *Jaskinie polskich Karpat fliszowych*, Tom 1, Warszawa: 223-231.
- Kondracki J., 1977. *Regiony fizycznogeograficzne Polski*, Wydawnictwo UW, Warszawa, ss. 178.
- Suski R., 2001. *Granice Beskidu Makowskiego*, Jaskinie 1 (22): 31.
- Urban J., Margielewski W., 2011. *Jaskinie Beskidzkie – typy genetyczne i morfologiczne*, *Materiały 44. Sympozjum Speleologicznego*, Wisła.

# Związki morfologicznego ukształtowania terenu z budową geologiczną w zachodniej części okna tektonicznego Klęczan – Limanowej (Karpaty zewnętrzne)

Justyna Kowal-Kasprzyk

*Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński,  
ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków, e-mail: justyna.kowal@uj.edu.pl*

Okno tektoniczne Klęczan-Limanowej znajduje się w zachodniej części polskich Karpatów Zewnętrznych. W oknie tym spod nasunięcia płaszczowiny magurskiej odsłaniają się utwory jednostek strefy przedmagurskiej, reprezentowane przez północną i południową strefę jednostki grybowskiej (*sensu* Burtan, 1968 *vide* Cieszkowski, 1992).

Północną jednostkę grybowską (uważaną za „właściwą” jednostkę grybowską) tworzą wyłącznie utwory oligocenu i w niewielkiej części eocenu: mało odporne skały łupkowe i margliste – warstwy hieroglifowe, podgrybowskie i niewielkiej miąższości warstwy grybowskie oraz bardziej odporne warstwy cienko- i gruboławicowego fliszu (warstwy krośnieńskie). Pomędzy tymi utworami wyraźnie odznaczają się gruboławicowe piaskowce cergowskie, co również bardzo dobrze widoczne jest zarówno w terenie, jak i na przekroju geomorfologicznym i numerycznym modelu terenu: zbudowane z nich są najwyższe wzniesienia na tym obszarze: Rozdziele (616 m n.p.m.) i Zamczysko (608 m n.p.m.), należące do Pasma Łososińskiego Białowodzkiej Góry. Na obszarze wychodni tych warstw założone są również dwa czynne kamieniołomy.

W centralnej części terenu znajdują się otoczone z niemal wszystkich stron przez piaskowce cergowskie utwory tzw. „kredy kurowskiej”, czyli osady odpowiadające wiekiem i litologią dolnej części serii śląskiej (Burtan 1957, 1968 *vide* Cieszkowski, 1992 i Cieszkowski, 1992) i o problematycznej genezie i pozycji tektonicznej. Utwory „kredy kurowskiej” są mniej odporne niż otaczające piaskowce cergowskie, toteż przez nie przebiega w badanym terenie dolina Dunajca i w morfologii terenu widoczne jest znaczne obniżenie.

Analiza mapy geologicznej pokazuje także, że przebieg doliny drugiego co do wielkości cieką na badanym obszarze – potoku Smolnik – również ma silny związek z geologią: biegnie ona na granicy między jednostką grybowską a „kredą kurowską”.

Południowa strefa jednostki grybowskiej (obecnie wskazuje się na jej podobieństwo do jednostki dukielskiej) zbudowana jest ze skał nie wykazujących bardzo dużych różnic odporności: warstw klęczańskich, hieroglifowych, podgrybowskich, grybowskich i krośnieńskich, stąd morfologia terenu jest łagodniejsza niż w strefie północnej i trudniej też dopatrzeć się związku między ukształtowaniem terenu a budową geologiczną. Teren podnosi się łagodnie od doliny Smolnika i Dunajca ku południowi, gdzie wyższe szczyty zbudowane są już z utworów płaszczowiny magurskiej. Jedyne wyraźniej odcinające się wzniesienie na tym obszarze – Gródek – zbudowane jest z piaskowców klęczańskich.

Numeryczny model terenu sugeruje również istnienie, zwłaszcza w północnej części obszaru, dyslokacji, których nie udało się stwierdzić w terenie ani podczas konstruowania mapy geologicznej standardowymi metodami.

## Literatura

- Burtan J., 1957. *Sprawozdanie naukowe za rok 1957 z badań geologicznych na arkuszu Nowy Sącz*. Archiwum PIG., Kraków. (niepublikowane).
- Burtan J., 1968. *Strefa przedmagurska*. Archiwum PIG., Kraków. (niepublikowane).
- Cieszkowski M., 1992. *Strefa Michalczowej – nowa jednostka strefy przedmagurskiej w Zachodnich Karpatach Fliszowych i jej geologiczne otoczenie*. Zeszyty Naukowe AGH 18 (1–2). ss. 111.

# Poznanie przyczyn zróżnicowania litofacjalnego teras holocenijskich Czarnej Orawy

Paweł Krzaklewski

*Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński,  
ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków, e-mail: ewa.lubera@uj.edu.pl*

Problematyka zróżnicowania osadów w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej była przedmiotem nielicznych badań. W latach 30-tych XX wieku tym problemem zajęli się B. Halicki (1930) oraz M. Gotkiewicz i J. Szafarski (1934), a współcześnie M. Baumgart-Kotarba (1991-1992). Prace najczęściej koncentrowały się jednak głównie na Kotlinie Orawskiej, a nie dotyczyły dna doliny Czarnej Orawy modelowanej przez procesy fluwialne. Rozpoznane serie osadów rzecznych zlewni Dunajca wskazują zarówno na obecność osadów drobnoziarnistych, jak i przede wszystkim żwirów tatrzańskich i pochodzących z Karpat fliszowych. Na bogatą historię rozwoju rzeźby nakładają się ruchy neotektoniczne. Dolina Czarnej Orawy znajduje się w zachodniej części Kotliny Orawsko-Nowotarskiej. Rozcina także fliszowe wzniesienia Działów Orawskich, a dynamice rzeźby bardziej typowej dla gór niskich. Część doliny Czarnej Orawy w Kotlinie Orawskiej wycięta została w osadach czwartorzędowych, przemodelowanych tektonicznie przez położenie na wynoszonej zachodniej części basenu śródkarpackiego. Zróżnicowanie osadów cechuje odmienną granulometryczną, z dominacją frakcji grubszych po południowej stronie doliny (stożek napływowy Czarnego Dunajca) w porównaniu z brzegiem i terasami aluwialnymi po północnej stronie doliny. W budowie poziomów holocenijskich w stropie przeważa frakcja drobna z domieszką grubych pyłów i drobnych żwirów. W piaskach duży udział mają zaokrąglone, matowe ziarna kwarcu pochodzące z fliszu. Z rozpadania żwirów pochodzenia tatrzańskiego pozostają liczne ziarna kwarcu i innych minerałów skałotwórczych, typowe z kolei dla dolin rzek wypływających z Tatr. Oprócz serii fliszowych i pochodzących z Tatr w strukturze równiny aluwialnej pojawiają się drobne serie powodziowe (pyły), oraz osady organiczne (torfy) pochodzące ze zdegradowanych torfowisk. W dnie doliny występują także starorzecza, których

głębokość wynosi średnio 2-3 m. W dnie starorzeczy znajdują się drobnoziarniste osady powodziowe warstwowane skośnie.

W wyniku dostawy osadów zarówno z Tatr, jak i z Beskidów występuje wyraźne zróżnicowanie składu petrograficznego osadów grubofrakcyjnych. Uśredniając wyniki badań, w części beskidzkiej zlewni występują wyłącznie żwiry piaskowcowe, lub marglowe. Natomiast w Kotlinie Orawskiej udział serii pochodzenia tatrzańskiego wzrasta do ok. 60 %. Istotny jest także większy udział osadów pochodzenia tatrzańskiego na lewym brzegu znajdującym się bezpośrednio u podnóża wysokiej terasy okresu Vistulian, w porównaniu do brzegu niskiej terasy holocenijskiej dominującej na prawym brzegu. W profilu w okolicach ujścia potoku Syhleć do Czarnej Orawy bezpośrednio na brzegu północnym udział osadów tatrzańskich wynosi około 30-35%, przy pozostałym udziale utworów fliszowych. Dla porównania na brzegu południowym udział serii pochodzenia krystalicznego wzrasta do 60%.

## Literatura

- Baumgart-Kotarba M., 1991/1992. *Rozwój geomorfologiczny Kotliny Orawskiej w warunkach ruchów neotektonicznych*. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 25/26: 3-26.
- Baumgart-Kotarba M., 2001. *Continuous tectonic evolution of the Orava Basin (Northern Carpathians) from Late Badenian to the present day*. *Geologica Carpathica* 52 (2): 103-110.
- Gotkiewicz M., Szafarski J., 1934. *Dyluwialne i predyluwialne poziomy dolinne na Orawie*. *Contributions à l'étude des anciennes vallées en Orawa*. *Wiad. Służby Geogr.*, Warszawa, 187-226.
- Halicki B., 1930, *Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr*. *Sprawozdanie PIG 5 (3-4): 377-534*.

# Wietrzenie mrozowe i odpadanie materiału ze ścian skalnych w Dolinie Chochołowskiej

Ewa Lubera

*Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński,  
ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków, e-mail: ewa.lubera@uj.edu.pl*

Badanie odporności na wietrzenie mrozowe przeprowadzono dla 7 typów skał – brekcji dolomitowych, wapieni organodetrytycznych, zlepieńców drobnoziarnistych, piaskowców kwarcytowych, granitów białych i brązowych oraz amfibolitów, pobranych w Dolinie Chochołowskiej. Symulację wietrzenia mrozowego przeprowadzono w Laboratorium Niskich Temperatur, w Instytucie Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, przy zastosowaniu urządzenia chłodniczego model CI/1400/LT/2D. W ciągu doby zachodzą 2 cykle gelacyjne, w zakresie temperatur od  $-5^{\circ}\text{C}$  do  $+10^{\circ}\text{C}$ . Temperatury graniczne są utrzymywane przez 5 h.

Przeprowadzono szereg badań cech fizycznych badanych skał – badania wytrzymałości na ściskanie i rozciąganie, analizę petrograficzną i dyfrakcyjną, pomiary porowatości otwartej i gęstości objętościowej. Ponadto, co około 100 cykli gelacyjnych, powtarzane są pomiary masy prób, nasiąkliwości i test ultradźwiękowy, umożliwiające wychycenie zmian w strukturze skał poddanych symulacji wietrzenia mrozowego. Poznanie cech materiału dostarcza informacji pozwalających na częściowe wyjaśnienie zróżnicowania odporności na wietrzenie mrozowe badanych typów skał tatrzańskich.

Równocześnie prowadzone są badania terenowe tempa i rozmiarów odpadania analogicznych typów skał. W tym celu założono w 9 lokalizacjach stanowiska pomiarowe, na pojedyncze stanowisko składają się: 3 malowane powierzchnie o wymiarach 0,5 na 0,5 m na wysokości 20-30 cm od podnóża ściany skalnej oraz konstrukcja do gromadzenia materiału skalnego, który odpadł z danej powierzchni badawczej. W celu zbadania wpływu ekspozycji na tempo i rozmiary odpadania materiału skalnego założono 2 stanowiska, na ścianach o tej samej budowie geologicznej i usytuowane w jednym piętrze klimatyczno-roślinnym. W celu zbadania wpływu lokalizacji powyżej i poniżej górnej granicy lasu założono również 2 stanowiska, o tej samej budowie geologicznej i tej samej ekspozycji ściany skalnej.

W celach porównawczych badań terenowych i laboratoryjnych prowadzona jest rejestracja temperatury przy powierzchni ściany skalnej. Zamontowano 6 mikroprocesorowych, bateryjnych

rejestratorów temperatury RT-11, produkcji Czaki Thermo Product. Pomiar temperatury jest dokonywany z dokładnością do  $0,1^{\circ}\text{C}$ , zapis danych odbywa się co 10 min. Urządzenia zamontowano powyżej górnej granicy lasu i w piętrze leśnym, na ścianach skalnych o ekspozycji N i S, w celu poznania zróżnicowania warunków termicznych. Zgromadzone dane dostarczają informacji o liczbie przejść przez  $0^{\circ}\text{C}$ , amplitudach temperatury w różnych sezonach oraz amplitudzie cykli gelacyjnych.

Na podstawie dotychczasowych badań można stwierdzić iż najbardziej odpornymi, spośród badanych typów skał, są piaskowce kwarcytowe i amfibolity, następnie granity, zlepieńce i wapienie, natomiast najmniej odporne na wietrzenie mrozowe są brekcje dolomitowe. Badane skały należą do skał o dużej odporności, jest to spowodowane m.in. małą porowatością otwartą (średnio poniżej 5%), niską nasiąkliwością, wysoką wytrzymałością (głównie piaskowce kwarcytowe i amfibolity), zwięzłością i jednorodnością większości badanych skał, małym spękaniem prób w stanie wyjściowym, obecnością spoiwa wypełniającego pory skalne (piaskowiec, zlepieniec), zablizniaczeniem spękań (wapienie) oraz znaczną zawartością w składzie mineralnym kwarcu, miki, cyrkonu – minerałów o dużej odporności.

Badania terenowe pozwalają stwierdzić, iż największe odpadanie nie pokrywa się z okresami zachodzenia największej liczby cykli gelacyjnych. Najintensywniej zachodzi latem, przy udziale opadów atmosferycznych, co nawiązuje do wyników badań światowych z innych obszarów górskich. Odpadanie zachodzi intensywniej na stanowiskach pomiarowych zlokalizowanych w piętrze leśnym i o ekspozycji N. Największa objętość zgromadzonego materiału skalnego, który odpadł z pól badawczych, stwierdzono na stanowisku Dolina Głębowiec, o ekspozycji N -  $58,00\text{ cm}^3$ .

Brak zwietrzliny charakteryzował stanowiska Wołowiec, Dolina Dudowa i Kominiarski Wierch (za okres od X 2010 do V 2012). Objętość okruszków była zróżnicowana od  $0,01$  do  $23,81\text{ cm}^3$ . Dla przebiegu procesu odpadania, poza cechami badanych skał, bardzo istotne jest spękanie powierzchni ściany skalnej. Najbardziej spękane są



ściany skalne zbudowane z brekcji dolomitowych i granitów brązowych, a najmniej z wapieni organodetrytycznych.

Rejestracja temperatury przy powierzchni ścian skalnych pozwoliła na wyróżnienie okresu z brakiem cykli gelacyjnych, związanym z utrzymywaniem się cały czas temperatury powyżej 0°C, do połowy X oraz okresu z licznymi przejściami przez 0°C, od połowy X do połowy IV, z wyłączeniem I i II, gdy cały czas utrzymują się

temperatury ujemne. Liczba przejść przez 0°C mieściła się w zakresie od 101 do 171 (za okres od VIII 2011 r. do V 2012 r.). Wahania temperatury podczas pojedynczego przejścia przez 0°C wynosiły maksymalnie do 10°C, natomiast na stanowisku Mnichy Chochołowskie, o ekspozycji S, sięgały 15-20°C. Średnio na dobę stwierdzono 1-2 przejścia przez 0°C, niekiedy dochodziło do 10 przejść na dobę. Często odnotowywano płytkie, krótkotrwałe cykle gelacyjne.

# Ruchy masowe jako czynnik warunkujący zróżnicowanie właściwości gleb w Górach Suchych (Sudety Środkowe)

**Łukasz Musielok, Agnieszka Lisowska, Andrzej Kacprzak**

*Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński,  
ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków, e-mail: l.musielok@uj.edu.pl; andrzej.kacprzak@uj.edu.pl*

Pasma Gór Suchych w Sudetach Środkowych charakteryzuje się rzeźbą strukturalną, która przejawia się w występowaniu dużej ilości zespołów form rzeźby związanych z występowaniem zróżnicowanych i różnowiekowych ruchów osuwiskowych, a także procesów obrywania i odpadania. Zachodzenie procesów stokowych na dużą skalę jest wynikiem występowania sąsiadujących ze sobą skał wulkanicznych oraz osadowych wieku permskiego. Warstwy skał osadowych o dużym udziale łupków ilastych, budujące dolne partie stoków, podścielają masywne i twarde, a zarazem często silnie spękane pakiety skał wulkanicznych. Obecność bardziej odpornych skał wulkanicznych manifestuje się w rzeźbie występowaniem w górnej części stromych stoków (często przekraczających nachylenie 30°). Badaniami objęto obszary występowania różnego typu ruchów masowych na stokach Kostrzyny i Suchawy oraz Rogowca w Górach Suchych.

W badanych transektach zaobserwowano duże zróżnicowanie struktury pokrywy glebowej oraz morfologii i właściwości profili w zależności od występujących form rzeźby terenu i położenia na stoku. O wpływie zachodzących ruchów masowych na rozwój gleb może świadczyć zróżnicowany sposób wykształcenia poziomów genetycznych, stopień rozwoju struktury glebowej i rozkład zawartości materii organicznej w profilu, jak również częste występowanie nieciągłości litologicznych, które przejawiają się w zróżnicowanym uziarnieniu poziomów mineralnych oraz różną zawartością i ukierunkowaniem części szkieletowych. Porównanie właściwości i morfologii gleb rozwiniętych na podłożu przekształconym przez ruchy masowe z profilami położonymi na stokach stabilnych w okresie holocenu może pozwolić na określenie względnego wieku form rzeźby związanych z ruchami osuwiskowymi.

# Wpływ skali obrazu satelitarnego na wyniki jego geologicznej interpretacji

Wojciech Ozimkowski

Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego,  
al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa, e-mail: wojciech.ozimkowski@uw.edu.pl

Na obrazach satelitarnych o różnych skalach czytelne są struktury geologiczne różnego rzędu – na obrazach małoskalowych są to struktury (zwykle lineamenty *sensu* O’Leary et al. 1976) większe, regionalne, zaś na obrazach szczegółowych (wielkoskalowych) – mniejsze, lokalne. Związek skali obrazu satelitarnego z wynikami jego geologicznej interpretacji jest szczególnie istotny w obecnej sytuacji, gdy z reguły nie interpretujemy obrazu na wydruku (w jednej, stałej skali), tylko na monitorze, stosując różne powiększenia dla różnych fragmentów obrazu, co grozi otrzymaniem interpretacji niespójnej pod względem stopnia szczegółowości.

W celu ustalenia związków ilościowych między skalą interpretowanego obrazu a ilością i długością widocznych na nim lineamentów przeprowadzono proste badanie polegające na interpretowaniu przez tych samych 6 interpretatorów (magistrantów i doktorantów WG UW w ramach praktykum z fotointerpretacji geologicznej) tego samego obrazu z satelity Landsat w 3 różnych skalach o mianownikach różniących się dwukrotnie: 1:2 000 000, 1:1 000 000 i 1:500 000.

Interpretowano obraz ze skanera MSS o wymiarach 185 x 185 km zarejestrowany w paśmie 6 (bliska podczerwień), obejmujący znaczną część Karpat, głównie wewnętrznych (centralnych), od Żywca na NW po Koszyce na NE, na południu sięgający po Wielką Nizinę Węgierską. W sumie otrzymano 18 interpretacji, w których pomierzono ilość lineamentów, ich sumaryczną długość na interpretacji (w mm) i w terenie (w km), oraz średnie długości lineamentów na interpretacji (w mm) i w terenie (w km).

Uśredniając wyniki otrzymane przez poszczególnych interpretatorów, stwierdzono, że wraz ze wzrostem szczegółowości skali obrazu od 1:2 mln przez 1:1 mln do 1:500 tys. (czyli przy stosunkach wielkości liniowych wymiarów interpretowanego obrazu 1 : 2 : 4):

- ilość lineamentów wzrasta, ale wolniej niż szczegółowość skali obrazu (1 : 1,56 : 1,71),
- sumaryczna długość lineamentów na interpretacji (w mm) rośnie nieco szybciej niż skala obrazu (1 : 2,22 : 4,41), czyli:

- sumaryczna długość lineamentów w terenie (w km) prawie się nie zmienia wraz ze zmianą skali obrazu (1 : 1,11 : 1,10), co przy rosnącej ilości lineamentów powoduje, że:

- maleje średnia długość lineamentu wyznaczonego w terenie (1 : 0,71 : 0,64), chociaż:

- rośnie średnia długość (w mm) lineamentu wyznaczonego na interpretacji (1 : 1,43 : 2,58).

Zmniejszanie się średniej długości lineamentu wyznaczonego w terenie (w km) oznacza, że na bardziej szczegółowych obrazach struktury regionalne mogą okazać się słabiej czytelne niż na obrazach w mniejszej skali. Jest to zapewne prawidłowość ogólna, obowiązująca także przy interpretacji obrazów innych niż satelitarne, np. przy wizualizacjach cyfrowych modeli rzeźby terenu (DEM).

Z metodycznego punktu widzenia oznacza to, że powinno się przeprowadzać interpretację całego interesującego nas obszaru na obrazach o tej samej skali (w tym samym powiększeniu), powtarzając interpretację dla całego obszaru po każdej kolejnej zmianie skali (powiększenia). Kolejne uzyskane interpretacje można na siebie nakładać metodą pokryć wielokrotnych (Ozimkowski, Mardal 1994, Karnkowski i Ozimkowski 2001), nie tracąc w ten sposób informacji uzyskanych w różnych skalach.

## Literatura

- Karnkowski P.H. i Ozimkowski W., 2001. *Geologiczna analiza zdjęć satelitarnych metodą pokryć wielokrotnych – zarys problematyki z przykładami z Polski południowej*. Przegląd Geologiczny, 49 (11): 1067-1072.
- O’Leary D.W, Friedman J.D. i Pohn H.A. 1976. *Lineament, linear, lineation: Some proposed new standards for old terms*. Geological Society of America Bulletin, 87: 1463-1469.
- Ozimkowski W., Mardal T., 1994. *Powtarzalność wyników wizualnej interpretacji geologicznej zdjęcia satelitarnego*. Przegląd Geologiczny, 42 (4): 272-275.

# Czytelność fotointerpretacyjna uskoku Popradu

Wojciech Ozimkowski

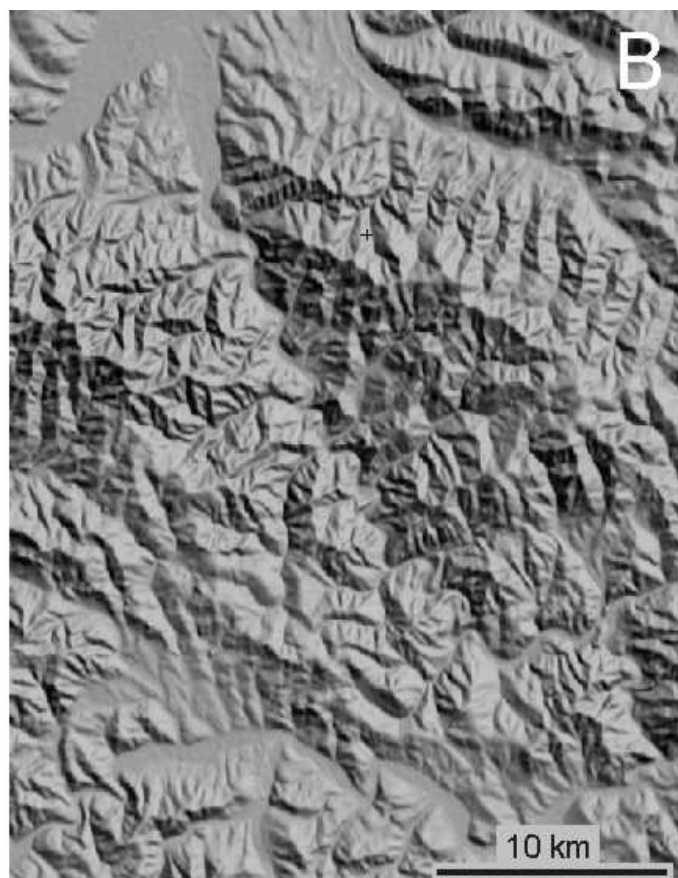
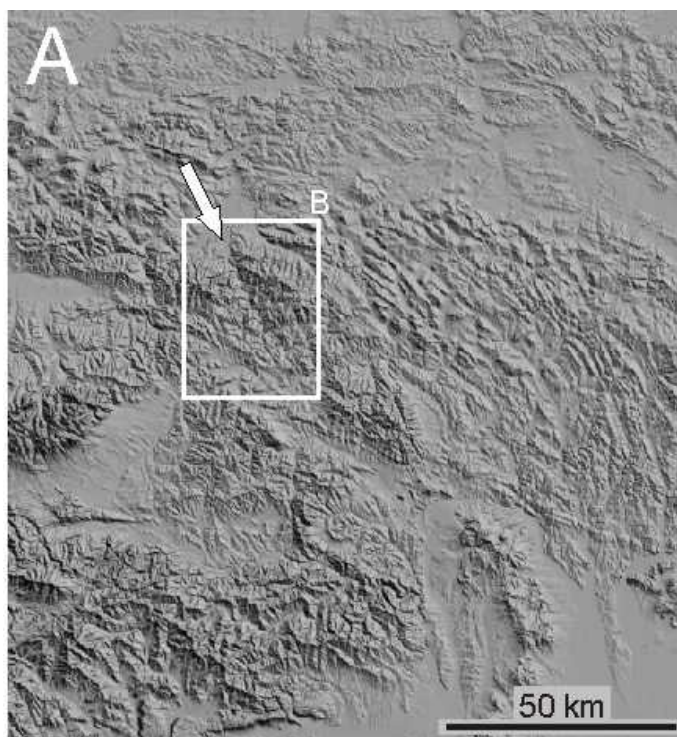
Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego,  
al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa, e-mail: wojciech.ozimkowski@uw.edu.pl

Prostoliniowość najniższego odcinka doliny Popradu, widoczna zarówno na obrazach satelitarnych jak i na cyfrowych modelach rzeźby terenu, wyraźnie sugeruje jego tektoniczne założenia. Jednak sam uskok Popradu, choć od dawna obecny w literaturze (Oszczytko 1973), nie ma jednoznacznego obrazu kartograficznego: brak go arkuszach SMGP i na słowackich mapach 1:50 000 (Nemčok 1986), oraz na mapie tektonicznej 1:500 000 w Geologicznym Atlasie Karpat zewnętrznych (Žytko i in. 1988), za to pojawia się jako pojedynczy uskok na szkicu tektonicznym 1:100 000 do SMGP (Oszczytko, Wójcik 1993). Na Mapie Geologicznej Polski 1:200 000 (Burtan i in. 1981) nie ma pojedynczego uskoku wzdłuż doliny Popradu, lecz najniższy jej odcinek jest przecięty skośnie przez kilka dyslokacji o kierunkach od N-S po SW-NE, tworzących zespół kulisowy" o osi zbliżonej do osi doliny.

Czytelność fotointerpretacyjna uskoku Popradu także budziła wątpliwości – brak jest odpo-

wiadającego mu lineamentu na mapie fotogeologicznej Polski 1:1 000 000 (Bażyński i in. 1984), choć są na niej w pobliżu 2 lineamenty równoległe do niego, podobnie jak na mapie lineamentów 1:500 000 w Atlasie Karpat zewnętrznych (Doktór i in., 1987). Inne, jeszcze bardziej małoskalowe mapy nie ukazują lineamentu wzdłuż doliny Popradu (Motyl-Rakowska, Ślącza 1984, Graniczny 1991), bądź też go ukazują (Doktór i in. 1985). Na interpretacji obrazów ze skanera MSS satelity Landsat wykonanej metodą pokryć wielokrotnych w skali 1:1 000 000 (Karnkowski, Ozimkowski 2001) pojedynczy lineament wzdłuż doliny Popradu wykazywany był tylko przez około 10% interpretatorów.

Bardzo dobrze czytelny jest topolineament doliny Popradu na cyfrowych modelach rzeźby terenu (Ryc. 1), pojawia się tu jednak wyraźna zależność długości i kierunków lineamentów od skali interpretowanego modelu – o ile lineament wzdłuż doliny Popradu jest czytelny na modelach



Ryc. 1. Cyfrowy model rzeźby terenu (SRTM-3) otoczenia doliny Popradu. A – skala 1:2 000 000. B – 1:400 000.

małoskalowych (Ryc. 1A), to na wielkoskalowych prostoliniowy przebieg doliny przestaje być oczywisty, a pojawia się obraz wciętych zakoli rzeki, od czasu do czasu układających się wzdłuż krótszych lineamentów skośnych do osi doliny (Ryc. 1B).

Może to przemawiać za tym, że uskoki Popradu jest w rzeczywistości szeroką strefą uskoku o ogólnym przebiegu NNW-SSE, złożoną z mniejszych uskuków, ułożonych kulisowo, o kierunkach od N-S do NNE-SSW, czytelnych jako krótsze lineamenty, zgodne jedynie z niektórymi odcinkami koryta Popradu.

## Literatura

- Bażyński J., Doktor S., Graniczny M. 1984. *Mapa fotogeologiczna Polski*. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Burtan J., Golonka J., Oszczytko N., Paul Z., Ślaczka A. 1981. *Mapa geologiczna Polski 1:200 000 (bez utworów czwartorzędowych)*. arkusz Nowy Sącz. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Doktor S., Dornič J., Graniczny M., Reichwalder P. 1985. *Structural elements of the Western Carpathians and their Foredeep on the basis of satellite interpretation*. Kwartalnik Geologiczny 29: 129-138.
- Doktor S., Graniczny M., Dornič J., Reichwalder P. 1987. *Photolineament map of the Western Outer Carpathians and their foreland with part of the Inner Carpathians*. [in:] D. Poprawa, J. Nemčok J. (eds.) *Geological atlas of the western outer Carpathians and their foreland*. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Graniczny M. 1991. *Możliwości wykorzystania fotolineamentów do oceny sejsmicznej zagrożenia terenu*. Biuletyn PIG 365: 5-46.
- Karnkowski P.H., Ozimkowski W. 2001. *Geologiczna analiza zdjęć satelitarnych metodą pokryć wielokrotnych – zarys problematyki z przykładami z Polski południowej*. Przegląd Geologiczny, 49: 1067-1072.
- Nemčok, J., 1986. *Geologická Mapa Pienin, Čergova, Ľubovnianskej a Ondavskej Vrchoviny*. Slovenský Geologický Úriad – Geologický Ústav Dionýza Štúra.
- Motyl-Rakowska J., Ślaczka A. 1984. *Ważniejsze lineamenty Karpat i ich związek ze znanymi uskukami*. Przegląd Geologiczny 32: 72-77.
- Oszczytko N., 1973. *Budowa geologiczna Kotliny Sądeckiej*. Biuletyn IG 271: 101-179.
- Oszczytko N., Wójcik A., 1993. *Objaśnienia do SMGP 1: 50 000, arkusz Nowy Sącz*. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa, 1-87.
- Żytko K., Zając R., Gucik S., Ryłko W., Oszczytko N., Garlicka I., Nemčok J., Eliáš M., Menčík E., Dvořák J., Stránik Z., 1989. *Map of the tectonic elements of the western outer Carpathians and their foreland*, [in:] Poprawa D. i Nemčok J. (eds.) *Geological atlas of the western outer Carpathians and their foreland*. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.

# Tektoniczne aspekty budowy geologicznej polskich Karpat zewnętrznych jako czynnik mający istotny udział w kształtowaniu się obecnego krajobrazu Karpat

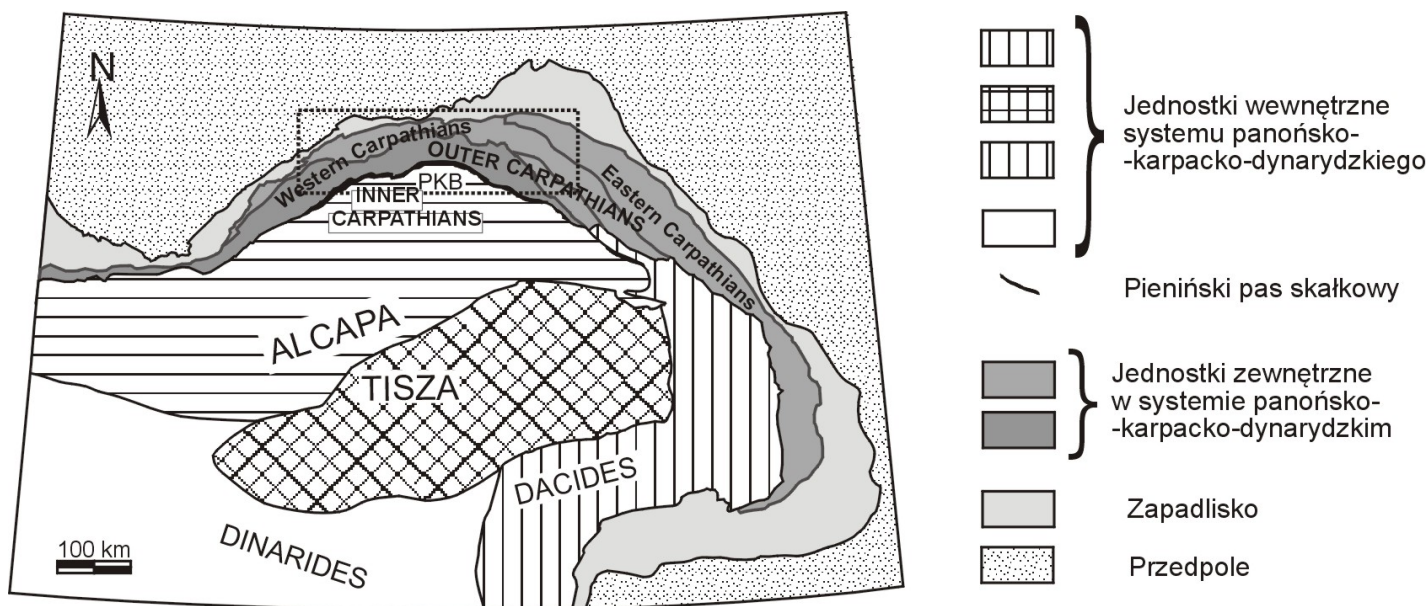
Marta Rauch

*Instytut Nauk Geologicznych PAN, Ośrodek Badawczy we Wrocławiu,  
50-449 Wrocław, ul. Podwale 75, e-mail: ndrauch@cyf-kr.edu.pl.*

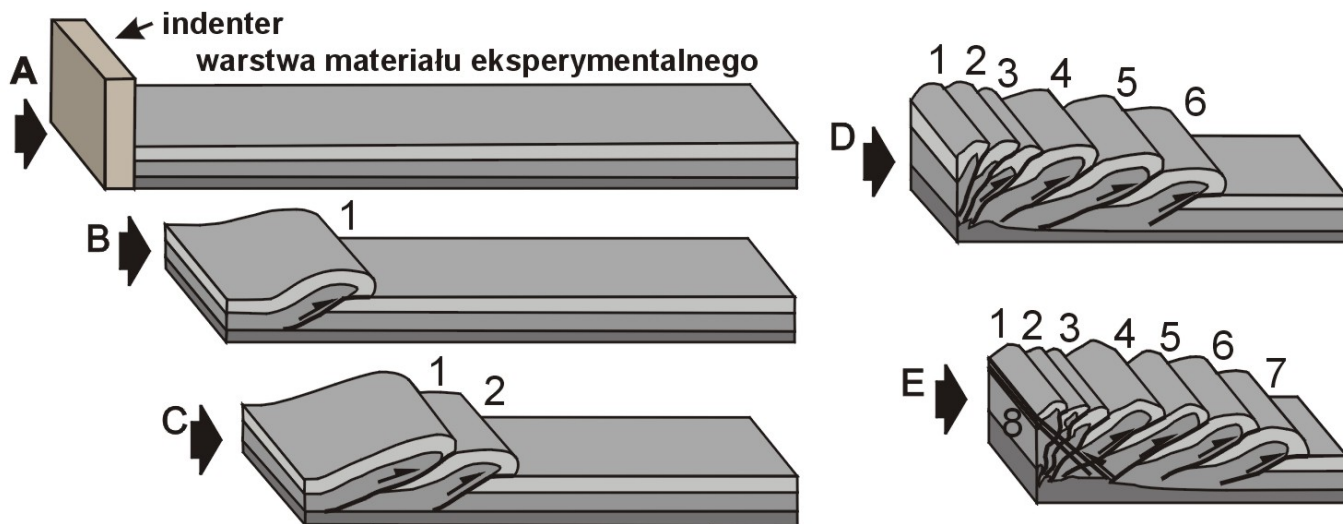
W niniejszym posterze prezentowane są wyniki serii eksperymentów modelowania analogowego polskich Karpat zewnętrznych wykonanych w Laboratorium Modelowania Analogowego "TectoModel Lab" przy ING PAN, Ośrodek Badawczy we Wrocławiu. Materiałem doświadczalnym był piasek kwarcowy z Osiecznicy o średnicy ziarna 0,2-0,06 mm. W eksperymencie użyto indentera będącego sztywnym blokiem o pionowej frontalnej ścianie jako odpowiednika fragmentu kontynentalnego ALCAPA. Indenter był mechanicznie przemieszczany w obręb warstwowanego, kolorowego piasku, będącej odpowiednikiem osadów basenu karpackiego. W eksperymencie u czoła poruszającego się indentera, który działał jak klasyczny spychacz, formował się stos ponasuwanych na siebie łusek eksperymentalnego materiału. Taki eksperymentalny stos łusek jest odpowiednikiem karpackiego pasa fałdowo-nasuwczego.

Obecny krajobraz orogenu karpackiego jest wynikiem nałożenia się wyników wielu procesów, które spowodowały wyniesienie tego orogenu oraz jego denudację (zobacz Huggett, 2007). Jednakże zasadniczy wpływ na główne rysy krajobrazu wywarły siły górotwórcze, które wywołały

powstanie i wyniesienie pasa fałdowo-nasuwczego jakim są polskie Karpaty zewnętrzne (Książkiewicz, 1972). Tektoniczny aspekt budowy geologicznej orogenu miał również później wpływ na zmienność tempa denudacji karpackiego orogenu. A takie powierzchnie nieciągłości jak powierzchnie uławiczenia, które są niekiedy silnie sfałdowane oraz powierzchnie uskoków i spękań zwykle odzwierciedlają się w lokalnym przebiegu dolin i wzgórz, a nawet kącie zapadania danego stoku. Zasadnicze cechy tektoniczne polskich Karpat zewnętrznych (Ryc. 1) zostały uformowane w oligocenie i miocenie w czasie, gdy osady basenu karpackiego zostały sfałdowane i pocięte uskokami odwróconymi tworząc stos ponasuwanych na siebie płaszczowin (Książkiewicz, 1972). Te kompresyjne deformacje rozpoczęły się w południowej części polskich Karpat zewnętrznych, w najbardziej wewnętrznej obecnie płaszczynie magurskiej, która jest pierwszą odkłutą płaszczyną i jednocześnie obecnie najwyższą w stosie płaszczowin będącym polskimi Karpatami zewnętrznymi (np. Decker i in., 1997). Front deformacji przesunął się generalnie ku północy (ku przedpolu orogenu), a powstawanie kolejnych nasunięć wyższego rzędu spowodowało powstawanie kolejnych płaszczowin



Ryc. 1. Schematyczna mapa geologiczna systemu karpacko-panońsko-dynarydzkiego (Csontos i in., 1992) z lokalizacją polskich Karpat (zarys prostokąta).



**Ryc. 2.** Schemat powstawania modelu analogowego pryzmy akrecyjnej lub pasa fałdowo-nasuwczego na podstawie eksperymentu laboratoryjnego. Strzałka wskazuje kierunek ruchu indentera, a cyfry sygnalizują kolejność powstawania nasunięć.

ku przedpolu orogenu karpackiego (np. Pescatore i Ślącza, 1984).

Powstanie takiego stosu płaszczowin (Ryc. 1) spowodowane było ruchem fragmentu kontynentalnego zwanego blokiem ALCAPA (np. Fodor i in., 1999), który zachowując się jak wielki spychacz zgarniał u swego czoła osady basenu karpackiego. Tak spiętrzone osady uformowały stos łusek/płaszczowin, który ma w przybliżeniu, w przekroju formę klina zważającego się ku przedpolu. Modelowanie analogowe pozwala odtworzyć mechanizm tworzenia się takiego stosu będącego pryzmą akrecyjną lub pasem fałdowo-nasuwczym (Ryc. 2).

Dźwiganie się fragmentów tworzonego orogenu powodowało, że formująca się pryzma była narażona na denudację podmorską. Rejonem szczególnie narażonym na podmorską erozję były frontalne części nasuwających się płaszczowin. Osady erodowane we frontalnej części skrzydła wiszącego takiego nasunięcia, były deponowane u czoła nasuwającej się płaszczowiny tworząc olistolity w syntektonicznie deponowanych osadach basenu karpackiego. Jednocześnie taka wciąż aktywna płaszczowina przemieszczając się systematycznie ku przedpolu nasuwała się na te zerodowane wcześniej osady.

W polskich Karpatach zewnętrznych przykładem tak utworzonych syntektonicznych osadów z olistolitami są chaotyczne osady tzw. półwyspów Harklowej i Łużnej (Jankowski, 2007). Półwyspy te początkowo uważane były jako należące do płaszczowiny magurskiej, stąd ich nazwa (np. Żytko i in., 1989). Według Jankowskiego (2007) obszar tych "półwyspów" zbudowany jest

z utworów chaotycznych o miocenijskim matriksie będącym osadem śląskiej części basenu karpackiego oraz olistolitach nasuwającej się płaszczowiny magurskiej. Powstawanie takich chaotycznych osadów u czoła nasuwających się łusek zaobserwowałam również w doświadczeniach laboratoryjnych. Frontalne części antyklin nadnasuwczych w modelu ulegały erozji, tj. tworzący je piasek osypywał się ku przedpolu, a erodowana łuska była nasuwana na ten zerodowany piasek. Wyniki tych eksperymentów oraz badań geologicznych (Jankowski, 2007) świadczą, że denudacja karpackiego pasa fałdowo-nasuwczego zaczęła się już na etapie jego formowania. Obszary wyniesione ulegały erozji, a zerodowany materiał był deponowany w obniżeniach.

### Podziękowanie

Niniejsze badania były finansowane z projektu badawczego Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego nr NN 525 363637.

### Literatura

- Csontos L., Nagymarosy A., Horváth F., Kováč M. 1992. *Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model*. Tectonophysics 208: 221-241.
- Decker K., Nescieruk P., Reiter F., Rubinkiewicz, J., Rylko W., Tokarski A.K. 1997. *Heteroaxial shortening, strike-slip faulting and displacement transfer in the Polish Carpathians*. Przegląd Geologiczny 45: 1070-1071.
- Fodor L., Csontos L., Bada G., Györfi I., Benkovic L., 1999. *Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of palaeostress data*.

- [in:] B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth, M. Séranne (eds.) *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, Special Publications 156: 295-334.
- Huggett R., J., 2007. *Fundamentals of Geomorphology*. Taylor i Francis e-Library, pp. 483.
- Jankowski L., 2007. *Kompleksy chaotyczne w rejonie gorlickim (polskie Karpaty zewnętrzne)*. Biuletyn PIG, 426: 27-52.
- Książkiewicz, M., 1972. *Budowa geologiczna Polski. Tm IV. Tektonika. Część 3. Karpaty*. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa, ss. 228.
- Pescatore T., Ślęczka A., 1984. *Evolution models of two flysch basins: the Northern Carpathians and Southern Appennines*. Tectonophysics, 106: 49-70.
- Żytko K., Gucik S., Ryłko W., Oszczytko N., Zając R., Garlicka I., Nemčok J., Eliáš M., Menčík E., Dvořák J., Stráník Z., Rakus M. i Matejovská O. 1989. *Geological Map of the Western Outer Carpathians and their Foreland without Quaternary formation*. [in:] D. Poprawa, J. Nemčok (eds.) *Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and their Foreland*. Wydawnictwo PIG, Warszawa.



# Strukturalne i litofacjalne uwarunkowania wykształcenia koryt potoków Karpatach Wschodnich

Grzegorz Wierzbicki

Katedra Geoinżynierii SGGW w Warszawie,  
ul. Nowoursynowska 166, 02-787 Warszawa, e-mail: gary2@o2.pl

Charakterystyczną cechą rzeźby zewnętrznych Karpat Wschodnich jest rusztowy układ grzbietów, między którymi rozwinęła się kratowa sieć rzeczna. Takie wykształcenie rzeźby jest odbiciem specyficznych uwarunkowań strukturalnych (skibowa tektonika, której towarzyszą strome upady warstw skalnych o wartościach 50-90°) i litofacjalnych (powtarzającej się sekwencji kompleksów skalnych z dominacją odpornych na niszczenie piaskowców lub mało odpornych łupków ilastych i mułowcowych).

Przedmiotem zainteresowania geomorfologii strukturalnej najczęściej są formy wypukłe i wyniosłe – masywy skalne lub pojedyncze skałki oraz ich stoki. Znacznie rzadziej zwraca się uwagę na koryta rzeczne. Potoki w Karpatach Wschodnich płyną w wąskich dolinach, a ich koryta są zazwyczaj wycięte w skalnym podłożu (zwłaszcza w polskich Bieszczadach). Przy niskich stanach wody sprzyja to stosunkowo szybkiemu i łatwemu przeprowadzeniu kartowania geologicznego (czego dowodem jest liczba punktów dokumentacyjnych Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski zlokalizowanych w korytach potoków), a także – kartowania geomorfologicznego koryta rzeczno. Uwzględniając wyniki obu powyższych kartowań można poznać wpływ struktur tektonicznych i zróżnicowania litofacjalnego na wykształcenie koryt potoków.

Badania przeprowadzono w 2006 roku w dwóch małych (poniżej 10 km długości) dolinach potoków zlokalizowanych w Bieszczadach Zachodnich (potok Hulski, dopływ Sanu) i Gorganach (potok Kuźmieniec Wielki, dopływ

Bystrzycy Sołotwińskiej w dorzeczu Dniestru). Wykorzystano metodę geomorfologicznego kartowania koryt rzecznych opracowaną w krakowskim ośrodku geografii (Kałmykowska, Kaszowski, Krzemień 1999).

Wyniki badań opublikowano w rozdziale monografii poświęconej krajobrazom dolin rzecznych (Dłużewski, Wierzbicki 2007) i w artykule naukowym (Wierzbicki 2010). Na posterze przedstawiono niektóre z wyników badań oraz zaprezentowano model wykształcenia koryta potoku uwzględniający uwarunkowania litofacjalne i strukturalne.

## Literatura

- Dłużewski M., Wierzbicki G., 2007. *Dominujące czynniki warunkujące współczesny rozwój koryt potoków w Karpatach Wschodnich*. [w:] U. Myga-Piątek (red.), *Doliny rzeczne. Przyroda-Krajobraz-Człowiek*. Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego PTG 9: 51-58.
- Kamykowska M., Kaszowski L., Krzemień K., 1999. *River channel mapping instruction. Key to the river bed description*. [w:] K. Krzemień (red.), *River channels, Pattern, structure and dynamics*. Prace geograficzne IGiGP UJ 104: 9-25.
- Wierzbicki, G., 2010. *Geomorfologiczne kartowanie koryta jako element przyrodniczej waloryzacji potoków górskich na przykładzie Karpat Wschodnich*. *Infrastruktura i ekologia terenów wiejskich* 2010/9, 5-15.
- [http://infraeco.pl/pl/art/a\\_16109.htm](http://infraeco.pl/pl/art/a_16109.htm)