

Strukturalne uwarunkowania rozwoju rzeźby Karpat zewnętrznych – nowe spojrzenie

Leszek Jankowski¹, Włodzimierz Margielewski²



L. Jankowski

W. Margielewski

Structural control on the Outer Carpathians relief – a new approach. Prz. Geol., 62: 29–35.

Abstract. The article presents a new concept of structural control on the Outer Carpathians relief. The Carpathians' relief development originated in the stage of sedimentary basin deposition (e.g., gravitational positioning of fragments of rock massifs), as well as in the compressional stage of the orogen formation, and, finally, in the stage of secondary tectonic deformation, such as: strike-slip faulting, radial extension, and great extensional collapse of the Carpathian massifs. The difference in elevation between the Beskidy Mts. and Carpathian Foothills belt is caused by the structural position of these segments of rock massifs within an accretionary prism formed during the compressional stage. The tectonic elements formed during the earliest stage of compression (Magura, Dukla and southern Silesian units forming the High Beskid zone) attain the highest structural and elevation position, whereas the elements included as the last ones to the accretionary prism (Sub-Silesian and Skole units) take a lower topographic position, forming the foothills belt. A concept that gravitational collapse generated back-thrusts and tectonic exhumation of the Carpathian massifs allows us to explain seemingly considerable erosional unroofing of the Carpathian surface, estimated at several kilometres. Alternating position of elevated and lowered mountain ridges (Bieszczady–Beskid Niski–Beskid Wyspowy–Beskid Makowski Mts.) can be explained by their association with a major strike-slip fault. Chaotic complexes frequently occurring in the Carpathians are very important for the relief transformation and development of river network (controlled not only by dislocations, but also by chaotic complexes), as well as for the presence of erosional remnants (isolated hills representing blocks in matrix).

Keywords: relief transformation, structural control, compressional-extensional stages, back thrusting, gravitational tectonics, faulting, chaotic complexes, Polish Outer Carpathians

„Geologia jest kośćcem – rzeźba to tylko skóra”
(Kazimierz Żyto, PIG-PIB, Kraków)

Charakter rzeźby Karpat zewnętrznych tłumaczono dotychczas głównie zróżnicowaną odpornością kompleksów skalnych na procesy denudacyjne (co jest szczególnie widoczne w obrębie frontów nasunięć jednostek tektonicznych), 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, a także z młodymi ruchami wypiętrzającymi wiązano ukształtowanie piętra pogórzy i wyniesionego w stosunku do nich piętra Beskidów (Starkel, 1972, 2005). Z kolei etapowe zrównywanie (penepłenizacja) rzeźby Karpat zachodzące między etapami nasilenia faz górotwórczych orogenezy alpejskiej miało spowodować powstanie powierzchni częściowego zrównania (beskidzkiej, śródgórskiej, pogórskiej i dolinnej), zachowanych na różnych poziomach grzbietowych (Sawicki, 1909; Baumgart-Kotarba i in., 1976; Henkiel, 1977–1978; Zuchiewicz, 1984, 1995; Starkel, 1988).

Zróżnicowania rzeźby Karpat, szczególnie w relacjach piętro pogórzy–piętro Beskidów, nie można jednak tłumaczyć jedynie różnicami w odporności skał podłoża. Skały o podobnej odporności (warstwy godulskie czy istebniańskie jednostki śląskiej) budują bowiem zarówno wyniesione partie Beskidu Śląskiego w piętrze beskidzkim (z kulminacjami Malinowa, Skrzycznego, Klimczoka), jak również pas niskich wzniesień w strefie pogórzy (m.in. Jaroszowicka Góra koło Wadowic czy Pańska Góra koło Andrychowa). Również w piętrze beskidzkim polskiej części Karpat zastawiające jest, z geologicznego punktu widzenia, zróżnicowanie wysokościowe związane z elewowaniem zachodniej

i wschodniej części Beskidów (Beskid Śląski, Żywiecki i Sądecki na zachodzie i Bieszczady Wysokie na wschodzie) i obniżeniem ich centralnych partii – Beskidu Niskiego, utworzonego wszak z odpornych warstw magurskich. Trudno jest także tylko czynnikami „odpornościowymi” tłumaczyć silnie elewowane partie Babiej Góry czy Góry Cergowej.

Nowsze wyniki badań budowy geologicznej Karpat (w tym szczegółowego kartowania geologicznego w ramach opracowania karpaccich arkuszy „Szczegółowej mapy geologicznej Polski”) wskazują, że w rozwoju rzeźby brały udział zróżnicowane czynniki morfotwórcze, związane ze skomplikowaną historią tworzenia górotworu. Wpływ na rozwój rzeźby Karpat zewnętrznych mogły mieć bowiem zarówno wtórne (poza etapem kompresji) etapy deformacji tektonicznych, jak i procesy geologiczne, które zachodziły znacznie wcześniej – już na etapie tektoniczno-basenowym (m.in. w trakcie zamykania 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 charakter rzeźby jest wynikiem nakładania się różnych czynników geologicznych w czasie. I tak np. polska część jednostki skolskiej (Pogórze Dynowskie), 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, Ihrowiec).

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Karpacki w Krakowie, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków; leszek.jankowski@pgi.gov.pl.

² Instytut Ochrony Przyrody Polskiej Akademii Nauk, al. Adama Mickiewicza 33, 31-120 Kraków; margielewski@iop.krakow.pl.

Stosunkowo duże wysokości bezwzględne Karpat skolskich na obszarze Ukrainy mają związek z tektoniką, nie zaś z większą odpornością skał na denudację.

Ważną kwestią wymagającą wyjaśnienia jest ukształtowany wiele lat temu pogląd o odmiennym stylu budowy geologicznej na wschód i na zachód od doliny Dunajca (mającym wpływ na charakter rzeźby polskich Karpat). Zgodnie z nim na zachód od doliny Dunajca dominują płaskie nasunięcia grubych serii piaskowcowych, natomiast na wschód od niej przeważają strome fałdy i łuski zbudowane z bardziej plastycznych utworów (Świdziński, 1953; Książkiewicz, 1972). Nowe sekcje sejsmiczne, a także najnowsze mapy geologiczne (będące efektem szczegółowego kartowania) Karpat polskich, ukraińskich i słowackich (Jankowski i in., 2004), nie potwierdzają jednak tych rzekomych różnic w stylu tektoniki.

RZEŻBA AB OVO: ETAPY ROZWOJU TEKTONICZNO-BASENOWEGO KARPAT I ETAPY TEKTOGENEZY

Odziedziczenie struktur

Rozwój rzeźby jest procesem bardziej złożonym, niż wskazywały to wyniki dotychczasowych badań. Pewne jej założenia wynikają już z rozwoju basenowego. Istotną kwestią w ewolucji rzeźby jest także odziedziczenie struktur w kolejnych etapach rozwoju – zarówno basenowego, jak i późniejszej tektonogenezy.

Etap basenowy

Z morfologicznego punktu widzenia ważną kwestią związaną z etapem basenowym jest zróżnicowanie odpornościowe utworów deponowanych w basenie. W procesie inwersji (przechodzenie od etapu ekstensji do etapu kompresyjnego), skracania basenów i ich zamykania formowały się potężne kompleksy chaotyczne typu *slide* (zwarte przemieszczenia), *slump* (przemieszczenia rozfragmentowane) i olistostromy, wielokrotne przemieszczenia grawitacyjne głównie typu *debris flow*, u podnóża aktywnych skłónów basenów resztkowych Karpat, np. basenu menilitowo-krośnieńskiego (Jankowski, 2007). Pozostałościami po tym etapie są rozległe obszary uformowane w kompleksach chaotycznych, mających istotne znaczenie morfotwórcze.

Etap kompresji

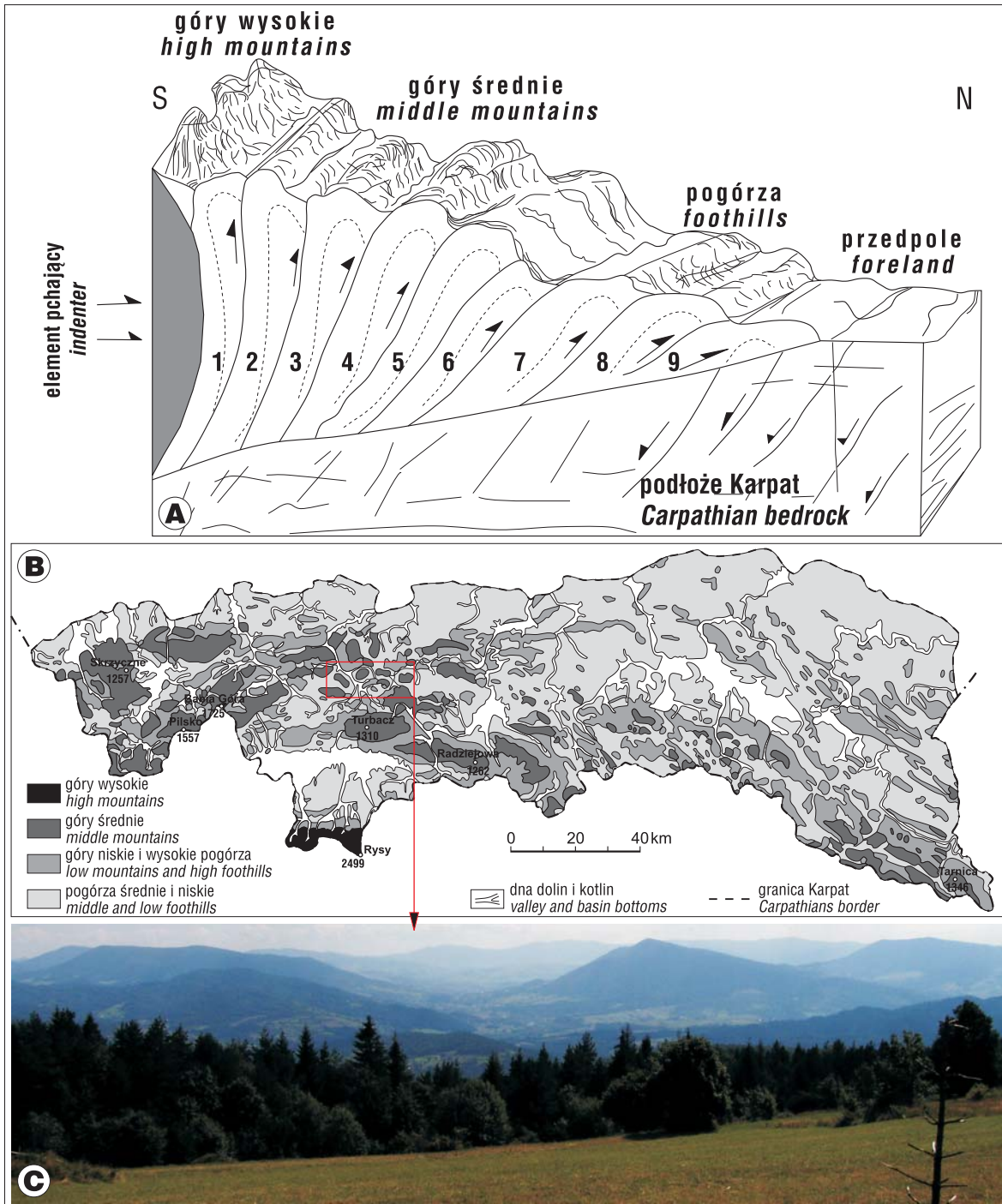
Na etapie kompresji uformował się główny zarys geometrii górotworu Karpat. Sam proces polegał na dołączaniu („doklejaniu”) do formującego się górotworu coraz to nowych elementów tektonicznych odkłutych na jego przedpolu podczas etapu nasuwczego (Davis i in., 1983; Dahlen, 1990; Mulugeta & Koyi, 1992). W przypadku Karpat nasuwających się generalnie ku północy coraz młodsze elementy facjalne zaangażowane w proces powstawania górotworu były konsekwentnie, tj. sekwencyjnie (ang. *in sequence*), dołączane („doklejane”) ku północy (ryc. 1A). Najwyższą pozycję strukturalną, a jednocześnie morfologiczną, w tak formującym się górotworze zajmowały elementy tektoniczne, które powstały w najwcześniejszym stadium rozwoju tektonicznego, a więc jednostki magurska i dukielska, na zachodzie – południowa część jednostki śląskiej, a na wschodzie, w Karpatach ukraińskich – jednostki grupy czarnohorskiej. Najniższą pozycję topograficzną zajmowały natomiast elementy „doklejone” najpóźniej: w tym

przypadku jednostki skolska i borysławsko-pokucka oraz tzw. miocen allochtoniczny (w Karpatach Ukraińskich jest podobnie, lecz zasadniczo wysokości bezwzględne są tam znacznie większe niż w polskiej części Karpat, co wynika z wyższych kątów ułożenia elementów tektonicznych). Jest to oczywiście odzwierciedlone w topografii górotworu i piętności jego rzeźby – od pasma gór wysokich na południu, poprzez pasma pogórzy, aż do zapadliska przedkarpacciego (ryc. 1B, C). Ten model formowania się górotworu jednoznacznie tłumaczy strefowość rzeźby Karpat, z wysoko wyniesionym pasem Beskidów i obniżonym pasem pogórzy na ich przedpolu, mimo zbliżonej odporności tworzących je formacji skalnych (ryc. 1A). Tak więc o wysokości (elewacji) górotworu decyduje jego pozycja strukturalna, a nie charakter litologiczny skał. Istotne znaczenie w formowaniu się orogenu nasuwczego mają także wtórne ścięcia (nasunięcia) związane z procesem utrzymywania stałego kąta krytycznego klina tego orogenu, wynikające z mechaniki górotworu (por. Davis i in., 1983; Dahlen, 1990). Ścięcia te, nazywane pozasekwencyjnymi (ang. *out-of-sequence thrusts*), odgrywają ważną rolę w układzie przestrzennym formowanego górotworu, jak również mają istotny wpływ na rozwój rzeźby. Są one bowiem reaktywowane w dalszych etapach deformacji tektonicznej jako uskoki przesuwcze, z wykształconą przy nich całą asocjacją struktur stowarzyszonych (Dadlez & Jaroszewski, 1994), oraz (na etapie kolapsu górotworu) jako uskoki normalne.

Z etapem kompresji mogło być także związane zróżnicowanie szerokości pasa pogórzy karpaccich (ryc. 1B). Wąski pas Pogórza Śląskiego (głównie północna część jednostki śląskiej) może być efektem tzw. ucieczki tektonicznej towarzyszącej przemieszczeniu pasa fałdowego ku wschodowi (Decker & Peresson, 1998). Z kolei duża szerokość pasa pogórzy Strzyżowskiego i Dynowskiego wynika z poszerzenia pasa orogenu wskutek „doklejenia” do jego czoła najbardziej zewnętrznych jednostek tektonicznych: podśląskiej, węglowieckiej (*sensu* Jankowski & Probulski, 2011) i skolskiej. W tym miejscu proces dobudowywania kolejnych elementów tektonicznych do migrującego górotworu następował wzdłuż głównej osi transportu tektonicznego.

Etap ekstensyjnego rozpadu górotworu – kolaps grawitacyjny

Szczególne znaczenie dla rzeźby Karpat zewnętrznych miał ostatni etap rozwoju tektonicznego Karpat – proces kolapsu górotworu i powstanie w jego wyniku uskoczków normalnych, które w znacznej mierze wykorzystywały (wskutek reaktywacji – w kierunku przeciwnym do nasuwczego) pierwotne powierzchnie nasunięć, niejako cofając proces skracania i proces nasuwczy. Z tym wiąże się m.in. zróżnicowanie morfologiczne Bieszczadów, którego powstanie jest wynikiem cofnięcia jednostki dukielskiej, nasuniętej pierwotnie na tzw. centralną depresję karpaccą (Mazzoli i in., 2010). Cofnięcie nasuniętego elementu dukielskiego doprowadziło do odsłonięcia pasma połonin utworzonych w utworach jednostki śląskiej. Z kolei w strefie melanżu, powstałej w wyniku reaktywacji (cofnięcia) pierwotnej powierzchni nasuwczej, utworzyło się obniżenie morfologiczne występujące między pasmem połonin i pasmem Działu, jak też między pasmami Wielkiej i Małej Rawki (ryc. 2 – patrz str. 60). Erodowana strefa melanżu tektonicznego wykorzystywana jest tu przez rzeki Wetlinkę i Prowcę. Tego typu regresją nasuwczą można tłumaczyć dość istotną kwestię przyjmowanego dotychczas



Ryc. 1. A – model (przewyższony) rozwoju pryzmy akrecyjnej wyjaśniający piętrowość rzeźby Karpat (liczby 1–9 wskazują kolejność dołączania poszczególnych elementów tektonicznych do pryzmy); **B** – typy rzeźby Karpat według Starkla (1972); **C** – Beskid Wyspowy z odizolowanymi wzgórzami będącymi grawitacyjnie umiejscowionymi fragmentami płaszczowiny magurskiej. Fot. W. Margielewski

Fig. 1. A – a model (exaggerated) of accretionary prism development, explaining zonation of the Carpathian relief (numbers 1–9 show a sequence of involving of tectonic elements into the prism structure); **B** – types of the Carpathian relief after Starkla (1972); **C** – Beskid Wyspowy with isolated hills consisting gravitationally emplaced fragments of frontal part of the Magura Nappe. Photo by W. Margielewski

znacznego „zdarcia erozyjnego” powierzchni Karpat, szacowanego nawet na kilka kilometrów (por. Kováč i in., 1994), mimo ewidentnego braku w kotlinach karpaccich i na przedpolu Karpat nagromadzenia osadów będących efektem tego etapu erozji. Przyczyną takiego stanu rzeczy nie jest więc erozja, tylko prosty mechanizm tektoniki ekstensyjnej (kolaps).

Oprócz różnego rodzaju elewacji wynikiem rozpadu górotworu w efekcie kolapsu był także rozwój zapadłisk śródgórskich (Kotlina Sądecka, tzw. miocen Iwkowej, Kotlina Orawsko-Nowotarska). Dobrym przykładem jest Kotlina Sądecka – zapadlisko śródgórskie obramowane uskawkami normalnymi (widocznymi m.in. w odsłonięciu w korycie Dunajca w Gołkowicach), które wskazują, że

struktura ta nie była związana z basenem resztkowym Karpat, ale jest wtórnie rozwiniętym zapadliskiem powstałym w efekcie kolapsu (Jankowski, 2012b).

Nasunięcia i dyslokacje

Z procesem kompresji współwystępowała (w brzegowych partiach budowanego górotworu) radialna ekstensja, co spowodowało powstanie 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). Efektem takiego odwzorowania sieci uskoków normalnych stowarzyszonych z uskokami prostopadłymi do nich jest kratowy układ dolin rzecznych wschodniej części polskich Karpat (szczególnie Beskidu Niskiego). Układ ten dotychczas był wiązany z rzekomą zmianą stylu tektoniki Karpat na wschód od doliny Dunajca, gdzie miały dominować strome fałdy i łuski zbudowane z bardziej plastycznych utworów (zob. Świdziński, 1953; Starkel, 1972). Jak już wspomniano, wyniki najnowszych badań geologicznych nie wykazały różnic w stylu tektoniki wschodnich i zachodnich Karpat (Jankowski i in., 2004).

W trakcie etapu nasuwczego Karpat następowało zderzenie górotworu z „przedkarpaccimi” strukturami podłoża, odziedziczonymi po starszych orogenezach, ułożonymi skośnie w stosunku do głównego kierunku nasuwczego. Skośna kolizja spowodowała reaktywację struktur podłoża, zaś powierzchnie nasunięć (o generalnie północnej wergencji) jednostek karpaccich zostały reaktywowane jako uskoki przesuwcze charakteryzujące się występowaniem asocjacji towarzyszących im specyficznych struktur tektonicznych, typu np. struktur kwiatowych bądź też na przemian wyniesionych i obniżonych obszarów rozciągniętych wzdłuż stref tektonicznych (por. Dadlez & Jaroszewski, 1994). Powstałe podczas etapu formowania uskoków przesuwczych struktury mają ewidentne odzwierciedlenie w rzeźbie Karpat. Taki układ morfologiczny, związany z występowaniem na przemian elewowanych i obniżonych stref, jest widoczny m.in. w kilku rejonach Bieszczadów. Wzdłuż strefy uskoku przesuwczego (na linii Ustrzyki Górne–Wetlina–Kalnica–Jabłonki–Bystre), charakteryzującej się wykształceniem melanżu tektonicznego, powstały tam naprzemianległe strefy obniżenia i wyniesienia, np. rejon gór Ryczywołu i Łopiennika oraz szereg wzgórz w strefie występowania tzw. łuski Bystrego (Jankowski & Probulski, 2011). Jest możliwe, że podobny układ występuje także w skali całych Karpat. Mogą na to wskazywać naprzemiennie elewowane i obniżone masywy górskie: Bieszczady elewowane w stosunku do Beskidu Niskiego, ponownie wyniesiony Beskid Wyspowy, obniżony Beskid Makowski i Mały, elewowany Beskid Śląski (zob. także Zuchiewicz i in., 2002). Elewacje i obniżenia odzwierciedlone w rzeźbie terenu mogą tu być związane z reaktywowaną potężną strefą uskoku przesuwczego, ograniczającą od południa centralną depresję karpaccą, zaś ku zachodowi przechodzącą w 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, zamykanie basenu Karpat powodowało niszczenie jego skłonów i tworzenie dużych kompleksów o charakterze zsuwów, ześlizgów, utworów o typie debrytów i ich nagromadzeń (olistostrom), co doprowadziło do powstania 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 rozwój rzeźby Karpat w miejscu występowania kompleksów chaotycznych. Na tle wyrównanej powierzchni (powstałej w wyniku erozji „matrix”) wystają bardziej odporne na wietrzenie bloki skalne tworzące wzgórza ostańcowe. Taki charakter ma m.in. obszar tzw. półwyspów Łużnej i Harklowej w rejonie Jasła i Gorlic, jak również rejon Kalwarii Zebrzydowskiej i Kęt.

Innym typem kompleksów chaotycznych są, wzmiankowane w opisie dyslokacji, melanże tektoniczne powstałe wskutek reaktywacji (niekiedy wielokrotnej) stref nasuwczych. Najczęściej są one związane ze strefami wspomnianych wcześniej nasunięć pozasekwencyjnych, których powierzchnie były reaktywowane 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.

Strefy melanżu tektonicznego o obniżonej odporności na denudację są wykorzystywane przez rzeki m.in. w Bieszczadach i Beskidzie Niskim (Kłopotnica wykorzystująca strefy melanżu rozdzielające poszczególne elementy tektoniczne jednostki magurskiej i strefy przedmagurskiej), jak również w Beskidzie Sądeckim (częściowo dolina Kamienicy Nawojowskiej – ryc. 3, patrz str. 60; Jankowski, 2012a).

TEKTONIKA GRAWITACYJNA – UMIEJSCOWIENIE JEDNOSTKI MAGURSKIEJ W STRUKTURZE GÓROTWORU KARPAT

W procesie tworzenia górotworu w polskiej części Karpat powstał system nasunięć, w którym najwyższą pozycję strukturalną (i jednocześnie topograficzną) w górotworze zajmuje jednostka magurska. Jest ona jedynym elementem tektonicznym w Karpatach zewnętrznych *stricte* o charakterze płaszczowiny (Jankowski & Probulski, 2011). Jednostka magurska zajmuje znaczny obszar Karpat, częściowo skośnie dochodzi do innych elementów tektonicznych na swoim przedpolu. Jej pozycja w strukturze górotworu Karpat przejawia typowe cechy umiejscowienia grawitacyjnego, co sugerował już Dżułyński (1953). Zewnętrzna część elementów tej jednostki jest beładnie ułożona i wykazuje rotacje osi synklin. Między rozciągniętymi masami skalnymi zbudowanymi z miększych piaskowców magurskich widoczne są tam wzmiankowane wcześniej strefy melanżu powstałe w procesie przemieszczenia grawitacyjnego, w opracowaniach kartograficznych traktowane zwykle jako inne elementy litostratygraficzne (m.in. warstwy inoceramowe – zob. np. Burtan, 1978). Strefy melanżu tektonicznych separujące duże bloki uformowane z utworów jednostki magurskiej występują w tej jednostce stosunkowo często, odsłaniają się np. w dolinach rzek Kamienicy Nawojowskiej, Łomniczanki (Beskid Sądecki) i Białej Tarnowskiej (Beskid Niski) czy poniżej przełęczy Gruszowiec w Beskidzie Wyspowym.

Grawitacyjne umiejscowienie jednostki magurskiej jest doskonale widoczne m.in. w rzeźbie Beskidu Wyspowego i Beskidu Niskiego, gdzie poszczególne fragmenty tej jednostki (zawierające miększe piaskowce magurskie), grawitacyjnie przemieszczone na przedpole płaszczowiny magurskiej (częściowo do resztkowego basenu menilitowo-krośnieńskiego) tworzą współcześnie nieregularnie rozrzucony pas odizolowanych wyniesień – np. Ćwilin, Śnieżnica, Łopień, Szczebel w Beskidzie Wyspowym (ryc. 1C), ale również Maślana Góra, Cieklinka, Chełm w Beskidzie Niskim – i obniżen utworzonych w strefach ścięć i występujących tam melanży tektonicznych, będących „smarem” dla płaszczyzn przemieszczeń w trakcie procesu zsuwania.

PODNOSENIE (DŹWIGANIE) IZOSTATYCZNE

Charakterystyczne dla rzeźby Beskidu Wyspowego jest występowanie brachysynklin, w obrębie których utworzyły się odizolowane wzgórza (ryc. 1C). Ze względu na silne rozczłonkowanie rzeźby o charakterze inwersyjnym prawdopodobne jest, 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 dźwigane szybciej w stosunku do zrównoważonych izostatycznie wierzchowinowych partii wzgórz utworzonych w gruboławicowych piaskowcach (Margielewski, 2002). W efekcie izostatyczne, kompensacyjne dźwignanie osi pogłębianych dolin mogło powodować powstawanie wtórnych antyklin dolinnych w ich osiowych partiach (np. antyklina Jurkowa – zob. Burtan, 1978) przy równoczesnym dźwignaniu krawędziowych partii wierzchowin (zob. Ollier, 1987). Wysokości względne sięgają w Beskidzie Wyspowym 400–450 m (por. Zuchiewicz, 1995), dlatego taka modyfikacja fałdowego stylu tektoniki w wyniku oddziaływania tektoniki grawitacyjnej jest możliwa (zob. Ollier, 1987).

Elewacje przydyslokacyjne

Istotne znaczenie dla elewacji izostatycznej fragmentów górotworu mają uskoki normalne. W wyniku przemieszczenia skrzydła zrzuconego skrzydło wiszące uskoku zaczyna się zachowywać jak element „uwolniony” od nadmiernego nadkładu, co skutkuje znacznym niekiedy dźwignaniem izostatycznym tego elementu uskoku (tzw. *footwall elevation* – Wernicke & Axen, 1988). Rzecz jasna w skali pasm górskich uskoki normalne tworzą strefy dyslokacyjne, umożliwiające stopniowe dźwignanie górotworu stanowiącego skrzydło wiszące uskoków.

Babia Góra

Typowym przykładem masywu górskiego elewowanego wskutek izostatycznego dźwignania elementu stanowiącego wiszące skrzydło w systemie uskoków normalnych jest masyw Babiej Góry (ryc. 4A), na co wskazują wyniki bieżących prac kartograficznych prowadzonych w tym rejonie przez pierwszego z autorów. Północne stoki Babiej Góry tworzą rozległą strefę krawędziową (wysokości

względne sięgają tu 800 m) rozwiniętą wzdłuż uskoków normalnych. Z kolei od południa szereg podobnych uskoków oddziela masyw Babiej Góry od basenu orawskiego Kotliny Orawsko-Nowotarskiej (ryc. 4A; Pomianowski, 2003). Istotne znaczenie dla elewowania samego masywu Babiej Góry miały przemieszczenia grawitacyjne bloków utworzonych głównie z fragmentów jednostki magurskiej. W wyniku tych przemieszczeń powstała potężna strefa melanżu tektonicznego, wykształcona na południowych skłonach Babiej Góry, a trzon masywu babiogórskiego uwolniony od znacznego nadkładu został izostatycznie wyniesiony (ryc. 4A, B).

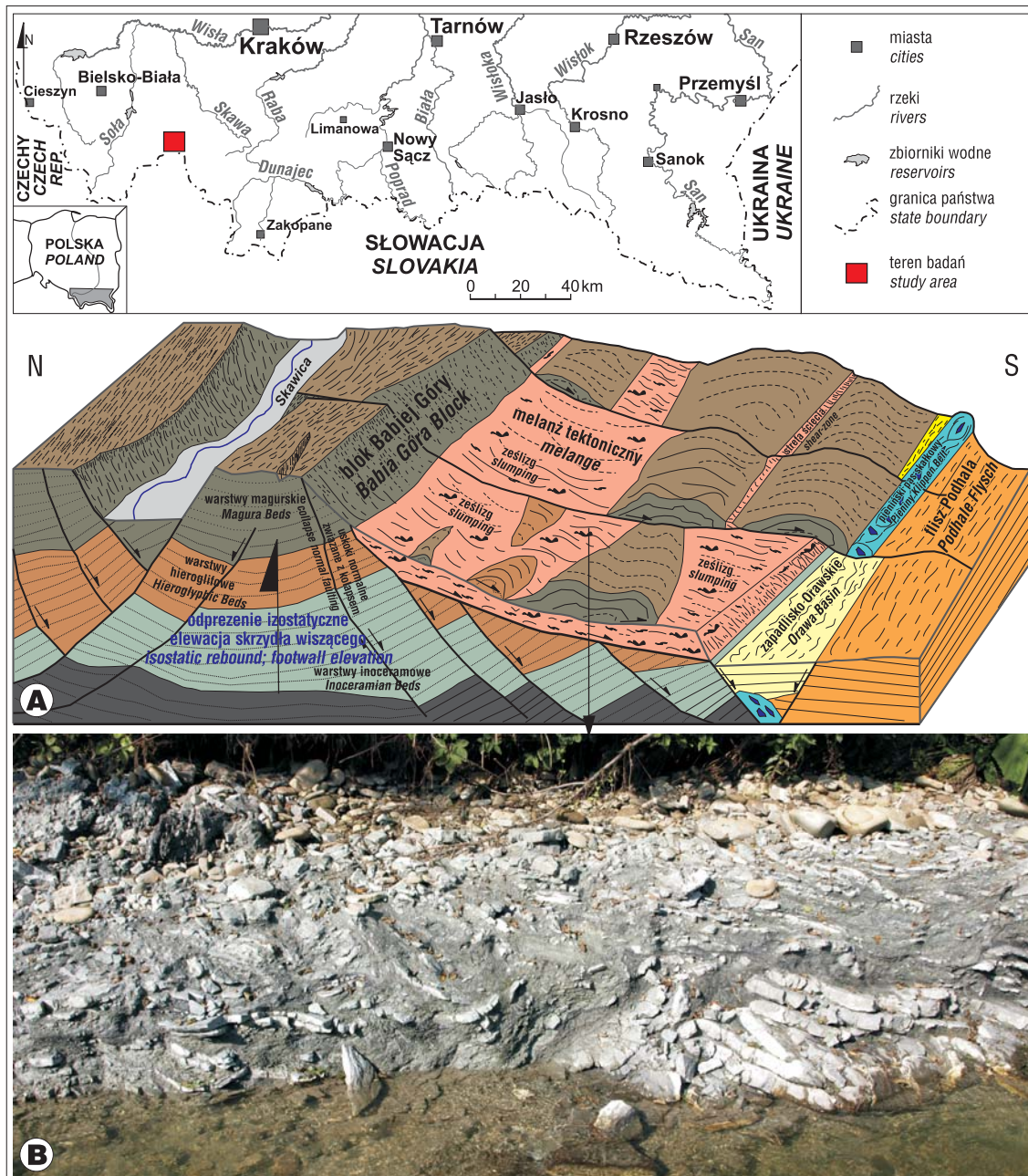
Analogiczna sytuacja tektoniczna występuje w rejonie Góry Cergowej w Beskidzie Niskim. Utwory powstałe w wyniku melanżu tektonicznego odsłaniają się tu na znacznym obszarze w dolinie Jasiołki (Jankowski & Kopciowski, w druku).

PROGI MORFOLOGICZNE

Powstawanie wyraźnych progów morfologicznych i zawieszonych dolin w Karpatach jest związane zarówno z procesami neotektonicznymi i różnicami w odporności skał (np. piaskowce magurskie i podścielające je mniej odporne warstwy hieroglifowe, piaskowce otryckie i łupkowe ogniwa warstw krośnieńskich), jak też z aktywnością stref nasunięć i uskoków (w tym głównie uskoków normalnych; Starkel, 1957, 1969). Dyslokacje (a w szczególności strefy nasuwce) wpływają na rozwój rzeźby krawędziowej nie tylko bezpośrednio (tu: krawędzie morfologiczne zakładane bezpośrednio na powierzchniach dyslokacji), lecz również pośrednio – wzdłuż dyslokacji kontaktują zróżnicowane odpornościowo formacje skalne (Starkel, 1957, 1972). Dobrymi przykładami są formy krawędziowe zarówno w wielkiej skali – np. próg Beskidu w strefie nasunięcia jednostki magurskiej na śląską (m.in. w rejonie Myślenic) – jak i w mniejszej – np. w rejonie Fulusza w Beskidzie Niskim, gdzie utwory jednostki magurskiej kontaktują z warstwami krośnieńskimi przedpola tej jednostki wzdłuż uskoku pozasekwencyjnego.

POWIERZCHNIE ZRÓWNANIA CZY POWIERZCHNIE STRUKTURALNE?

W odniesieniu do niektórych obszarów (np. Bieszczady) pojawiały się sugestie, że wszystkie powierzchnie denudacyjne w Karpatach, traktowane dotychczas jako powierzchnie zrównania, są powierzchniami strukturalnymi (Tokarski, 1975; Starkel, 2003; Zuchiewicz, 2011). Pogląd ten wydaje się uzasadniony, gdyż zazwyczaj rozległe wypłaszczenia widoczne w rzeźbie grzbietów górskich Karpat zostały założone wyłącznie na odpornych i w dodatku płasko zalegających formacjach skalnych, a nie – jak to wcześniej sugerowano (zob. Henkiel, 1977–1978; Zuchiewicz, 1984; Starkel, 1988) – ścinają skał o różnej odporności. Co ciekawe, dotyczy to także penepłeny beskidzkiej, opisaną po raz pierwszy przez Sawickiego (1909) dla rozległej, płaskiej powierzchni szczytowej Łopienia w Beskidzie Wyspowym, co dało asumpt do rozwoju koncepcji powierzchni zrównań w Karpatach (zob. Baumgart-Kotarba, 1974). Rozległe spłaszczenie szczytowe Łopienia powstało tam w położe zalegających, odpornych warstwach magurskich. Podobnie jest w przypadku wierzchowin innych pasm górskich, np. wierzchowiny szczytowej pasma Jaworzyny Krynickiej (Margielewski, 1997) czy pasma Kotonia w Beskidzie Makowskim.



Ryc. 4. Model przydyslokacyjnej elewacji maszyn skalnych Karpat na przykładzie Babiej Góry (A), melanz tektoniczny w odsłonięciach na południowych stokach Babiej Góry w rejonie Lipnicy Małej (B). Fot. L. Jankowski
Fig. 4. A model of footwall elevation of the Carpathian massif, example of Babia Góra Mt. (A), mélangé in outcrops on the southern slopes of Babia Góra Mt., in the Lipnica Mała village vicinity (B). Photo by L. Jankowski

PODSUMOWANIE

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

Piętrowy układ rzeźby Karpat (piętro Beskidów i piętro pogórzy) nie jest, jak dotychczas uważano, związany ze zróżnicowaniem odporności skał podłoża, a raczej z pozycją strukturalną poszczególnych segmentów górotworu w pryzmie akrecyjnej tworzonej w trakcie kompresyjnego etapu formowania Karpat. Najwyższą pozycję strukturalną (i w efekcie – morfologiczną) zajmują elementy tektoniczne uformowane w najwcześniejszym etapie nasuwczym,

a więc jednostki magurska, dukielska i część śląskiej, które tworzą elewowane grzbiety typowe dla rzeźby beskidzkiej. Elementy dołączane najpóźniej w etapie nasuwczym – północna część jednostki śląskiej, jednostki podśląska, węglowiecka i skolska – tworzą obniżony pas pogórzy. Z kolei elewowanie poszczególnych fragmentów górotworu ma ścisły związek z rozwojem uskoku normalnych – tak prawdopodobnie powstały elewacje Babiej Góry czy Góry Cergowej w Beskidzie Niskim.

Regresja nasuwcza związana z kolapsem grawitacyjnym Karpat zachodzącym w kierunku przeciwnym do kierunku nasuwania spowodowała tektoniczną ekshumację i w efekcie elewację części maszyn skalnych. Proces ten tłumaczy wielkość rzekomego znacznego „zdarcia erozyjnego” powierzchni Karpat (szacowanego na kilka kilometrów)

przy jednoczesnym braku ogromnej ilości osadów odpowiadających temu etapowi erozji na przedpolu Karpat i w kotlinach śródgórskich.

Obniżenie Beskidu Niskiego w stosunku do obszarów sąsiednich, zbudowanych z utworów o zbliżonej odporności, może mieć związek z naprzemiennym występowaniem stref elewowanych i obniżonych (Bieszczady–Beskid Niski–Beskid Wyspowy–Beskid Makowski i Mały–Beskid Śląski), a więc z asocjacjami struktur tektonicznych towarzyszącymi uskoku (właściwie strefom dyslokacyjnym) o charakterze przesuwczym, związanym prawdopodobnie z centralną depresją karpacką i strefą lanckorońsko-żego-cińską 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 i powstają obniżenia czy (w przypadku bloków w matrix) wzgórza ostańcowe. Sieć rzeczna Karpat, formująca się już od pliocenu, nawiązuje rzecz jasna bezpośrednio do przebiegu stref dyslokacyjnych (często reaktywowanych), jednakże w jej tworzeniu 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, oparte na kartowaniu geologicznym.

Autorzy artykułu pragną serdecznie podziękować Recenzentom, prof. dr. hab. Leszkowi Starkłowi i nieodżałowanej pamięci prof. dr. hab. Witoldowi Zuchiewiczowi, za cenne uwagi zawarte w recenzjach.

LITERATURA

BAUMGART-KOTARBA M. 1974 – Rozwój grzbietów górskich w Karpatach fliszowych. Pr. Geogr. Inst. Geogr. 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. Geogr. Pol., 33: 5–23.
 BURTAN J. 1978 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000, ark. Mszana Dolna. Wyd. Geol., Warszawa.
 DADLEZ R. & JAROSZEWSKI W. 1994 – Tektonika. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 742.
 DAHLEN F.A. 1990 – Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 18: 55–99.
 DAVIS D., SUPPE J. & DAHLEN F.A. 1983 – Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. J. Geophys. Res., 88: 1153–1172.
 DECKER K. & PERESSON H. 1998 – Miocene to present-day tectonics of the Vienna Basin transform fault: links between the Alps and the Carpathians. [W:] XVI Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association. Geol. Bundesanst., Vienna: 33–36.
 DŻUŁYŃSKI S. 1953 – Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej. Acta Geol. Pol., 3 (1): 325–440.
 HENKIEL A. 1977–1978 – Rzeźba strukturalna Karpat fliszowych. Ann. UMCS, Sec. B, 32–33: 37–88.
 JANKOWSKI L. 2007 – Kompleksy chaotyczne w rejonie gorlickim (polskie Karpaty zewnętrzne). Biul. Państw. Inst. Geol., 426: 27–52.
 JANKOWSKI L. 2012a – Stop 2.4. Łabowa. Dolina Kamienicy Nawojowskiej w sąsiedztwie ujścia Uhryńskiego Potoku. [W:] Karcz T. & Buczek K. (red.) Strukturalne i litofacjalne uwarunkowania rozwoju rzeźby polskich Karpat zewnętrznych. Materiały III Warsztatów Geomorfologii Strukturalnej: Beskid Niski–Beskid Sądecki–Babia Góra–Dukla–Piwniczna–Zawoja, 25–28 września 2012 r. Inst. Ochr. Przyr. PAN, Kraków: 55–56.
 JANKOWSKI L. 2012b – Stop 2.9.B. Gołkowice Dolne. Asocjacje uskoku tworzących Kotlinę Sądecką. [W:] Karcz T. & Buczek K. (red.) Strukturalne i litofacjalne uwarunkowania rozwoju rzeźby polskich Karpat zewnętrznych. Materiały III Warsztatów Geomorfologii Strukturalnej: Beskid Niski–Beskid Sądecki–Babia Góra–Dukla–Piwniczna–Zawoja, 25–28 września 2012 r. Inst. Ochr. Przyr. PAN, Kraków: 69.

JANKOWSKI L. & KOPCIOWSKI R. [w druku] – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000, ark. Nowy Żmigród.
 JANKOWSKI L., KOPCIOWSKI R. & RYŁKO W. 2004 – Geological map of the Outer Carpathians: borderlands of Poland, Ukraine and Slovakia, 1 : 200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
 JANKOWSKI L. & PROBULSKI J. 2011 – Rozwój tektoniczno-basenowy Karpat zewnętrznych na przykładzie budowy geologicznej złóż Grabownica, Strachocina i Łodyna oraz ich otoczenia. Kwart. AGH Geologia, 37: 555–583.
 KOVÁČ M., KRÁL J., MÁRTON E., PLAŠIENKA D. & UHER P. 1994 – Alpine uplift history of the Central Western Carpathians: geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data. Geol. Carpath., 45: 83–96.
 KSIĄŻKIEWICZ M. 1972 – Karpaty. [W:] Pożaryski W. (red.) Budowa Geologiczna Polski, t. 4, Tektonika, cz. 3. Wyd. Geol. Warszawa: 1–228.
 MARGIELEWSKI W. 1997 – Formy osuwiskowe pasma Jaworzyny Krynickiej i ich związek z budową geologiczną regionu. Kwart. AGH Geologia, 23: 45–102.
 MARGIELEWSKI W. 2002 – Geological control on the rocky landslides in the Polish Flysch Carpathians. Folia Quatern., 73: 53–68.
 MAZZOLI S., JANKOWSKI L., SZANIAWSKI R. & ZATTIN M. 2010 – Low-T thermochronometric evidence for post-thrusting (<11 Ma) exhumation in the Western Outer Carpathians, Poland. Compt. Rend. Geosci., 342: 162–169.
 MULUGETA G. & KOYI H. 1992 – Episodic accretion and strain partitioning in a model sand wedge. Tectonophysics, 202: 319–333.
 OLLIER C. 1987 – Tektonika a formy krajobrazu. Wyd. Geol., Warszawa, s. 425.
 POMIANOWSKI P. 2003 – Tektonika Kotliny Orawsko-Nowotarskiej – wyniki kompleksowej analizy danych grawimetrycznych i geoelektrycznych. Pr. Geol., 51: 498–506.
 SAWICKI L. 1909 – O młodszych ruchach górotwórczych w Karpatach. Kosmos, 34 (5–6): 361–400.
 STARKEL L. 1957 – Rozwój morfologiczny progu Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzcianą. Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN, 11: 1–152.
 STARKEL L. 1969 – Odbicie struktury geologicznej w rzeźbie polskich Karpat fliszowych. Stud. Geomorphol. Carpatho-Balcanica, 3: 33–44.
 STARKEL L. 1972 – Charakterystyka rzeźby polskich Karpat i jej znaczenie dla gospodarki ludzkiej. Probl. Zagosp. Ziem Górskich, 10: 75–150.
 STARKEL L. 1988 – O genezie i wieku zrównań w polskich Karpatach (w odpowiedzi Profesorowi M. Klimaszewskiemu). Pr. Geogr., 60: 401–408.
 STARKEL L. 2003 – Are the planation surfaces still existing in the flysch Carpathians? Geomorphol. Slovaca, 3 (1): 73.
 STARKEL L. 2005 – Typy rzeźby i podstawowa granica morfotektoniczna w centralnej części Karpat zewnętrznych (fliszowych). [W:] Kotarba A. & Rączkowska Z. (red.) Wybrane problemy geomorfologii Karpat fliszowych. VII Zjazd Geomorfologów Polskich, Kraków, 19–22 września 2005 r. IGI GP UJ, Kraków: 15–20.
 ŚWIDZIŃSKI H. 1953 – Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem. [W:] Książkiewicz M. (red.) Regionalna geologia Polski, t.1, Karpaty, z. 2, Tektonika. Pol. Tow. Geol., Kraków: 362–422.
 TOKARSKI A.K. 1975 – Geologia i geomorfologia okolic Ustrzyk Górnych, polskie Karpaty Wschodnie. Stud. Geol. Pol., 48: 1–92.
 WERNICKE B. & 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. Pr. Geol., 32: 468–477.
 ZUCHIEWICZ W. 1987 – Ewolucja i strukturalne założenia sieci rzecznej Karpat w późnym neogenie i wczesnym czwartorzędzie. [W:] Jahn A. & Dyjor S. (red.) Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce. Ossolineum, Wrocław: 211–225.
 ZUCHIEWICZ W. 1995 – Selected aspects of neotectonics of the Polish Carpathians. Folia Quatern., 66: 145–204.
 ZUCHIEWICZ W. 2010 – Neotektonika Karpat polskich i zapadliska przedkarpackiego. Wyd. AGH, Kraków, s. 234.
 ZUCHIEWICZ W. 2011 – Planation surfaces in the Polish Carpathians: myth or reality? Geogr. Pol., 84, Spec. Issue, p. 2: 155–178.
 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. EGU Stephan Mueller Spec. Publ. Ser., 3: 185–202.

Praca wpłynęła do redakcji 26.05.2012 r.
 Akceptowano do druku 24.07.2013 r.

PRZEGLĄD GEOLOGICZNY



Cena 12,60 zł (w tym 5% VAT)

TOM 62 Nr 1 (STYCZEŃ) 2014

Indeks 370908 ISSN-0033-2151

**Geostanowiska
Drawy i Dębny**

**Kordait warstw
libiąskich (GZW)**

**Uwarunkowania rzeźby
polskich gór i wyżyn**

Zdjęcie na okładce: Rów grzbietowy powstały w wyniku przemieszczenia mas skalnych w trakcie procesu kolapsu orogenu Karpat (Bieszczady, między górami Halicz i Tarnica) (zob. Jankowski & Margielewski, str. 29). Fot. L. Jankowski

Cover photo: Top trench formed owing to the gravitational displacement of rocks masses as a result of orogene collapse (Bieszczady Mountains between Mt. Halicz and Mt. Tarnica) (see Jankowski & Margielewski, p. 29). Photo by L. Jankowski

Strukturalne uwarunkowania rozwoju rzeźby Karpat zewnętrznych – nowe spojrzenie (patrz str. 29)

Structural control on the Outer Carpathians relief – a new approach (see p. 29)



Ryc. 2. Strefa melanżu tektonicznego powstała w wyniku kolapsu orogenu i cofnięcia jednostki dukielskiej nasuniętej pierwotnie na strefę przeddukielską (Bieszczady, Potok Wołosaty). Fot. L. Jankowski

Fig. 2. The zone of mélangé formed due to orogene collapse and backward move of the Dukla Unit, formerly thrust over the Fore-Dukla Unit (Bieszczady, Wołosaty Stream). Photo by L. Jankowski



Ryc. 3. Silnie stektonizowane warstwy beloveskie przechodzące w melanż tektoniczny. Dolina Kamienicy Nawojowskiej pod Łabową (przy ujściu Uhryńskiego Potoku). Fot. W. Margielewski

Fig. 3. The strongly tectonised Beloveža Beds passing into the mélangé. Kamienica Nawojowska Valley, Łabowa village (close to the outlet of the Uhryń Stream). Photo by W. Margielewski