



Procesy nasunięć płaszczowinowych w Tatrach

Edyta Jurewicz¹



Nappe-thrusting processes in the Tatra Mts. Prz. Geol, 60: 432–441.

Abstract. In the Tatra Mts., Late Cretaceous nappe-thrusting processes took place underwater and at considerable overburden pressure. The main decollement level was anisotropic Triassic evaporite rocks (so-called Rauhwacke), whose selective solution significantly influenced the resultant complex geometry of the thrust contacts. High pressure fluids expelled into the thrusts zones facilitated tectonic transport and mass-loss processes. The mass-loss was preceded by pressure solution, hydrofracturing leading to mechanical disintegration, and cavitation erosion (hydrotectonic phenomena). Fluids released to the shear zones acted as a "water pillow" facilitating the motion of nappes. The multistage character of thrusting resulted in increasing mass loss and in geometrical complexity of the nappe-based shear zone.

Keywords: nappe-thrust, hydrotectonic phenomena, mass-loss processes, Tatra Mts.

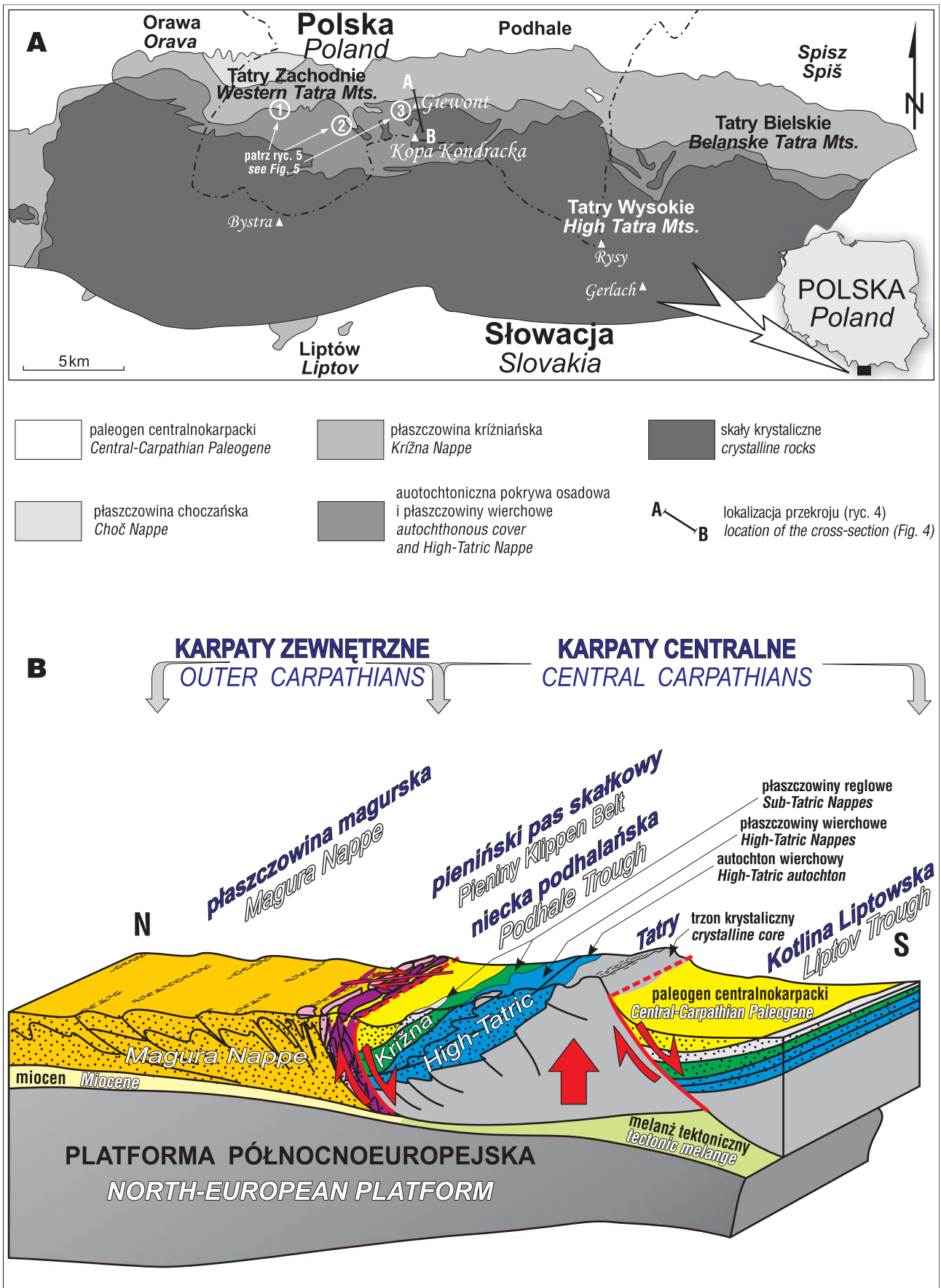
Tatry, z punktu widzenia problematyki tektonicznej, są uważane za atrakcyjny, lecz trudny obiekt badań. Jeden z problemów stanowi złożona geometria powierzchni nasunięć płaszczowinowych uniemożliwiająca przeprowadzenie klasycznej analizy strukturalnej. Brak mierzalnych płaszczyn, struktur ślizgowych, spękań i uskoków opierających, a niekiedy jakichkolwiek struktur wskazujących na obecność kontaktu tektonicznego, zniechęca do podejmowania prób zbierania pomiarów i przeprowadzenia konwencjonalnej analizy geometrycznej. Również zmienność charakteru powierzchni czy strefy nasunięcia, która w jednym miejscu ma postać szwu stylolitowego, a w innym strefy mylonitycznej o niejednorodnej budowie, stanowi znaczne utrudnienie. Badanie ciosu w jednostkach płaszczowinowych jest także mało perspektywiczne i możliwe do przeprowadzenia jedynie w dolnotriasowych piaskowcach (Rubinkiewicz & Ludwiniak, 2005). W wapieniach masywnych niekiedy brakuje spękań z powodu procesów rozpuszczania pod ciśnieniem i rekrytalizacji albo mają one charakter spękań hydraulicznych i nie nadają się do pomiarów. W dolomitach jest ich zbyt wiele, znaczna ich część ma charakter diagenetyczny, a uzyskany obraz na diagramach przypomina różę wiatrów. Trudności te sprawiły, że pierwsze większe opracowanie struktur ślizgowych na powierzchniach luster tektonicznych zostało przeprowadzone dla skał krystalicznych (a nie osadowych) wchodzących w skład jednostek płaszczowinowych (Burchart, 1963), a kolejna analiza kinematyczna dotyczyła trzonu granitoidowego (Jurewicz, 2000a, 2002). Aby uzyskać informacje na temat geometrii i mechanizmu nasunięć płaszczowinowych należy sięgać po inne metody badawcze, m.in. petrotektonikę.

BUDOWA GEOLOGICZNA TATR

Tatry stanowią najdalej ku północy wysunięty masyw Karpat wewnętrznych (wg nomenklatury słowackiej – Karpat centralnych; m.in. Mahel', 1986; Plašienka, 1997).

Zbudowane są (ryc. 1A, B) z waryscyjskiego trzonu krystalicznego (Burchart, 1968; Gawęda, 1995; Poller i in., 2000), mezozoicznej pokrywy osadowej oraz nasuniętych na nią jednostek płaszczowinowych wierzchowych i regłowych (m.in. Uhlig, 1907; Andrusov, 1965). Autochtoniczna pokrywa osadowa wykształcona jest w tej samej facji, co nasunięta na nią jednostka (seria) wierzchowa (Kotański, 1959). Wśród płaszczowin wierzchowych wyróżnia się w polskiej części Tatr dwie jednostki: niższą – Czerwonych Wierchów i wyższą – Giewontu (Rabowski, 1925; Kotański, 1961, 1963), a na terenie Słowacji – niższą względem jednostki Giewontu – jednostkę Szerokiej Jaworzyńskiej (Andrusov, 1950). Cechą charakterystyczną płaszczowiny Giewontu i Szerokiej Jaworzyńskiej jest obecność w spągu nasunięć skał krystalicznych, które dawniej określano jako „wyspy krystaliczne” (Burchart, 1963). Wśród płaszczowin regłowych można wydzielić dwie jednostki: dolną – kriżniańską oraz górną – chochańską, obie porozbijane na szereg mniejszych łusek tektonicznych (Guzik & Kotański, 1963; Kotański, 1965). W latach 70. XX wieku była wyróżniana jeszcze wyższa płaszczowina regłowa – strażowska (Kotański, 1973; Bac-Moszaszwili i in., 1979), niemniej pogląd ten został całkowicie zarzucony (Gaździcki & Michalik, 1980; Iwanow & Wiczorek, 1987; por. Kotański, 1986a, b). Ukształtowanie płaszczowinowej budowy Tatr zwykle wiązano z ruchami tzw. fazy medyterańskiej orogenezy alpejskiej, tj. z późną kredą (m.in. Andrusov, 1965; Lefeld, 2009). Późniejsza ewolucja masywu Tatr związana jest z powstaniem basenu centralnokarpackiego, którego osady po neogeńskich ruchach wznoszących zachowały się po północnej stronie Tatr (m.in. w niecce podhalańskiej) oraz na południe od uskoku podtatrzańskiego (w Kotlinie Liptowskiej – ryc. 1B). Neogeńskie ruchy wypiętrzające miały charakter asymetryczny (silniejsze na południu) i odpowiadają za pochylenie całego masywu ku północy (Burchart, 1972; Král, 1977; Sperner, 1996; Sperner i in., 2002). Również na linii W–E zaznacza się zróżnicowanie stopnia wypiętrzenia, zauważalne m.in. w zapadaniu

¹Institut Geologii Podstawowej, Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; edyta.jurewicz@uw.edu.pl.



Ryc. 1. A – Główne jednostki strukturalne Tatr (wg Bac-Moszaszwili i in., 1979) oraz lokalizacja struktur (numery w kółkach) z ryc. 5. Lokalizacja przekroju – ryc. 4. **B** – Blokdiagram budowy geologicznej Tatr i obszarów przyległych (wg Jurewicz, 2005)

Fig. 1. A – Main tectonic units of the Tatra Mts. (after Bac-Moszaszwili et al., 1979) and locality of structures (numbers in circles) described in Fig. 5. Location of the cross-section – Fig. 4. **B** – Blockdiagram of the Tatra Mts. and adjacent areas (after Jurewicz, 2005)

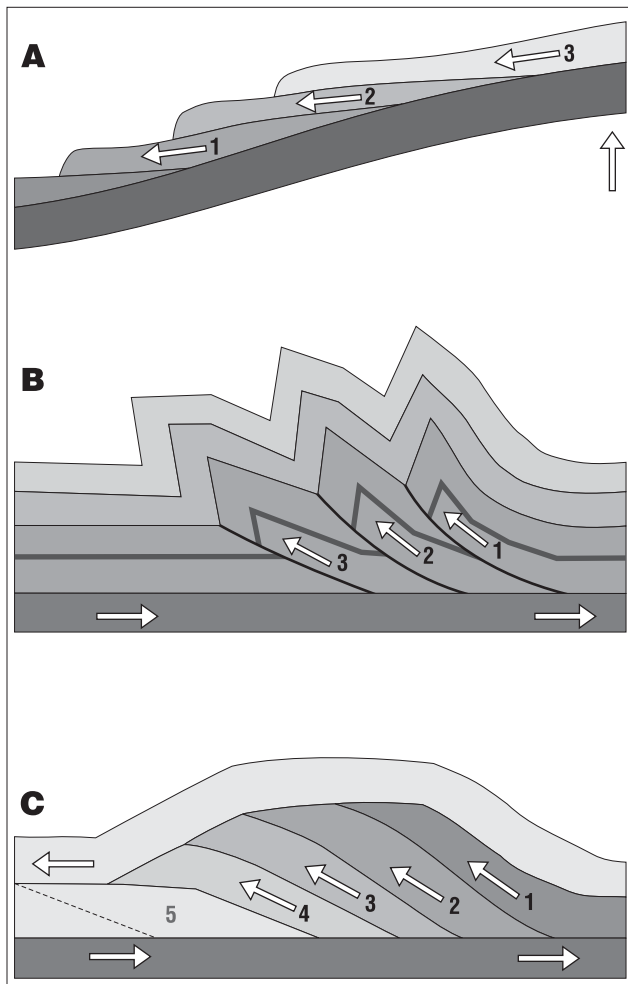
osi struktur (Jurewicz, 2000b) oraz w datowaniach radiometrycznych wskazujących na znacznie wyższe wyniesienie Tatr Wysokich, niż Zachodnich (Baumgart-Kotarba & Král, 2002).

POGLĄDY NA EWOLUCJĘ TEKTONICZNĄ TATR

Rozpoznanie szczegółów budowy geologicznej zwykle wyprzedzało wiedzę na temat procesów i mechanizmów odpowiedzialnych za powstanie Tatr (Passendorfer, 1978). Do początku XX wieku nie stwierdzono występowania nasunięć płaszczowinowych w Tatrach, tłumacząc wszystkie rysy ich tektoniki budową fałdową (Uhlig, 1899) i dopiero w 1903 r. na kongresie geologicznym szwajcarski geolog Maurice Lugeon dowiódł płaszczowinowej budowy Tatr. Początkowo przebieg nasunięć płaszczowinowych wyobrażano sobie podobnie do ruchu lodowca, tzn. jako powolny, jednostajny proces. Za główny mechanizm nasunięć płaszczowinowych uważano ześlizgi grawitacyjne z południa (m.in. Halicki, 1955; Kotański, 1963), na co miało wskazywać m.in. nachylenie ku północy powierzchni

nasunięć tatrzańskich (ryc. 1B, 2A). Według Kotańskiego (1961, 1963) dużą rolę w procesie spływów grawitacyjnych odegrała obecność elewacji i depresji w podłożu nasuwających się jednostek. Wpłynęły one na kierunek transportu tektonicznego jednostki Czerwonych Wierchów, która spłynęła do depresji Goryczkowej z SSW, podczas gdy wyższa od niej jednostka Giewontu – z SSE. W konsekwencji zakładano, że jako pierwsza nasunęła się płaszczowina wierzchowa, na nią spłynęła płaszczowina reglowa dolna (kriżniańska), a później górna (choczańska). Zbliżony przebieg zdarzeń przyjmowany był w późniejszych koncepcjach odnoszących się krytycznie do teorii spływów grawitacyjnych i zakładających znaczny udział naprężeń stycznych w procesach nasuwczych (Gorek & Veizer, 1965; Książkiewicz, 1972). Bac-Moszaszwili i in. (1981) ogłosili, że nasunięcia płaszczowinowe w Tatrach zachodziły pod wpływem poziomej kompresji, której towarzyszyły ścięcia i poziome odkłucia. Przeciwno teorii spływów grawitacyjnych świadczyło również spostrzeżenie, że nachylenie powierzchni nasunięć ku północy jest skutkiem późniejszej rotacji masywu Tatr towarzyszącej ich neogeńskiemu wypiętrzaniu (Sokołowski, 1959; Greclula & Roth, 1978). Kąt tej rotacji był szacowany na podstawie upadu autochtonicznej pokrywy osadowej oraz leżącego niezgodnie na jednostkach płaszczowinowych eocenu, jak również na podstawie wielkości przemieszczenia na uskoku podtatrzańskim na ok. 20°–25° (Piotrowski, 1978; Bac-Moszaszwili i in., 1984). Wielkość rotacji oparta na rekonstrukcji pól naprężeń na podstawie pomiarów rys ślizgowych w trzonie krystalicznym pochodzących z etapu nasunięć płaszczowinowych wyniosła 40° (Jurewicz, 2000a, b). Po przywróceniu masywowi Tatr położenia sprzed rotacji powierzchnie nasunięć wyraźnie przyjmują nachylenia ku południowi. Dowodzą tego również badania paleomagnetyczne z jednostek reglowych Tatr oraz z Gór Strażowskich, wskazujące, że jednostki płaszczowinowe nasunęły się „pod górę”, tworząc – w skali regionalnej – klasyczny dupleks (*hinterland – dipping duplex*; Grabowski i in., 2009). Do nieco innych wniosków w kwestii rotacji bloku tatrzańskiego dochodzą autorzy badań termochronologicznych (Śmigiełski i in., 2012), zaś mechanizm grawitacyjnego transportu jednostki kriżniańskiej jest podnoszony w pracy Prokešovej i in. (2012).

Zasadniczy wpływ na teorię nasunięć płaszczowinowych wywarła zapoczątkowana w latach 60. zeszłego stulecia teoria tektoniki płyt. Zakłada ona przyrost skorupy oceanicznej w strefach ryftów oceanicznych i jej zanik w strefach subdukcji. Ze strefami subdukcji wiążą się pryzmy akrecyjne, czyli spiętrzenia ponasuwanych na siebie mas skalnych, tworzących systemy nasuwcze typu imbrakacji i/lub dupleksów (Boyer & Elliot, 1982; McClay, 1992; Phinney i in., 2004). W klasycznej sekwencji tworzenia się stosu płaszczowinowego spiętrzenie odbywa się poprzez dobudowywanie od dołu (podsuvanie się) kolejnych jednostek strukturalnych, tak że najpierw kształtują się jednostki, które ostatecznie zajmują pozycję najwyższą (ryc. 2B, C). Podobnie było w Tatrach. Nasunięcia ku północy były konsekwencją zachodzącej na południu subdukcji i podsuvania się podłoża wraz z pokrywą osadową pod powstającą pryzmą akrecyjną. Najstarsza, czyli najwcześniejsza odkłuta od podłoża, jest płaszczowina choczańska (ryc. 3A), pod nią podsunęła się płaszczowina kriżniańska,



Ryc. 2. Kolejność powstawania jednostek płaszczowinowych w przypadku: **A** – ześlizgów grawitacyjnych, **B** – struktury imbrakacyjnej, **C** – dupleksów (A – inspirowane przez Engeleng, 1963; B i C – wg McClay, 1992); zwróć uwagę na odwrotną kolejność powstawania struktur na ryc. A

Fig. 2. Sequence of thrusting of tectonic units in case of: **A** – gravitational gliding, **B** – imbricate fan, **C** – duplex (A – inspired by Engeleng, 1963; B and C – after McClay, 1992); note the reverse order of formation of the structures in Figure A

a później płaszczowina wierzchowa, zaś pod wierzchową został wtłoczony maszyn krystaliczny wraz z autochtoniczną pokrywą osadową w facji wierzchowej (ryc. 3B) (Nemčok i in., 1998). W toku tych procesów uległa również sfałdowaniu autochtoniczna pokrywa osadowa, a w trakcie dalszej ewolucji tektonicznej trzon krystaliczny Tatr został podcięty przez podsuwającą się platformę północnoeuropejską (Lefeld & Jankowski, 1985; Tomek, 1993; Ernst i in., 1997) (ryc. 1B). W tym ostatnim etapie w autochtonicznej pokrywie osadowej powierzchni mechanicznej anizotropii, takie jak kontakt dolnotriasowych piaskowców kwarcytowych i zalegających na nich łupków – skał o różnych właściwościach reologicznych – mogły stanowić powierzchnie wewnętrznych odkłuć, umożliwiając dysharmonijne sfałdowanie całego kompleksu (Michalik, 1955; Lefeld, 2009).

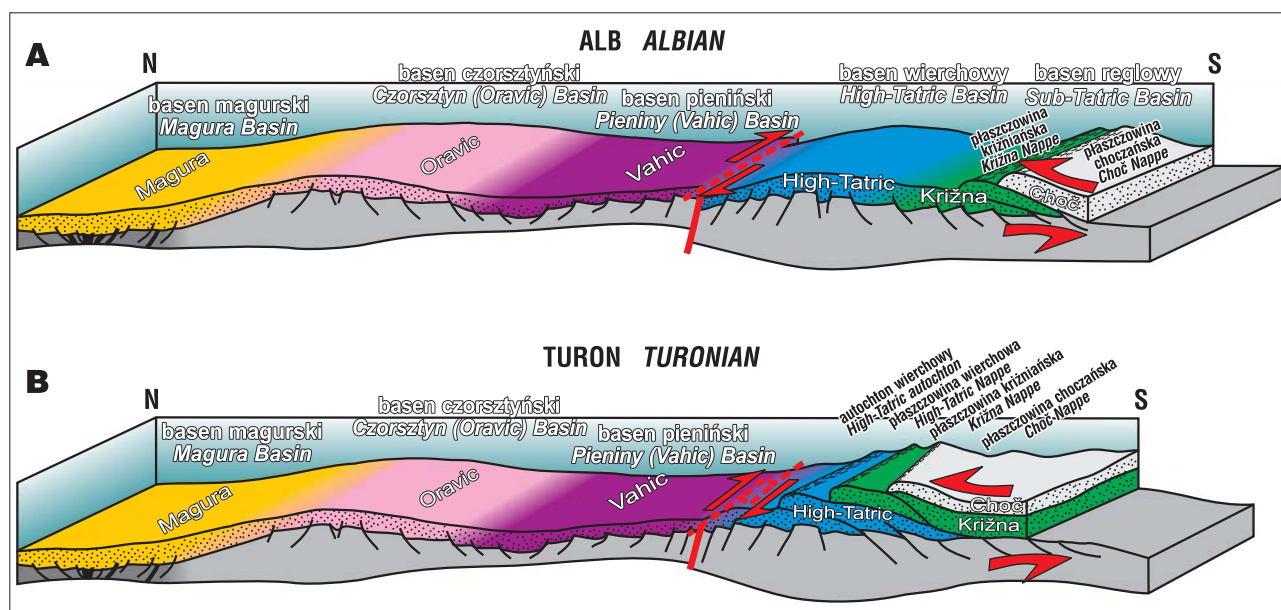
PRZEBIEG PROCESÓW NASUWCZYCH

Procesy nasuwcze w orogenie alpejsko-karpackim związane były z subdukcją skorupy oceanu pennińskiego (135–55 Ma) i późniejszą kolizją płyty europejskiej z adriatycką (55–40 Ma; m.in. Nemčok i in., 1998; Froitzheim i in., 2008). Na obszarze całych Karpat widoczna jest migracja procesów deformacyjnych oraz coraz młodszy wiek nasunięć płaszczowinowych z południa ku północy (m.in. Nemčok i in., 1998). O wieku procesów nasuwczych można wnioskować na podstawie coraz młodszych osadów wchodzących w skład coraz bardziej północnych jednostek płaszczowinowych. I tak, nasunięcie płaszczowiny choczańskiej na krizniańską miało miejsce w południowej części w albie, a w północnej – w cenomanie, natomiast nasunięcia w obrębie jednostek wierzchowych przebiegały w turonie (ryc. 3A, B) (m.in. Nemčok & Kantor, 1990; Plašienka i in., 1997; Rakús & Marschalko, 1997; Krajewski,

2003). Podobnie było w położonym na północy pienińskim pasie skałkowym, gdzie fałdowania w południowej części ówczesnego basenu rozpoczęły się w koniak (Scheibner, 1968), natomiast na północy trwały co najmniej po paleocenie (Birkenmajer & Dudziak, 1991; por. Oszczypko i in., 2005).

W Tatrach, z chwilą, kiedy całkowitej subdukcji uległo podłoże bardziej południowych stref sedimentacyjnych i kompresją został objęty obszar wierzchowy, skróceniu podlegało również podłoże krystaliczne. Fakt, że skały krystaliczne weszły w skład płaszczowin oznacza, że odkłucia w obrębie skał osadowych były stwarzane z powstaniem uskoku odwróconych w podłożu krystalicznym (m.in. Bac-Moszaszwili i in., 1984). Część uskoku odwróconych mogła powstawać na skutek zmiany zwrotu przemieszczenia na pierwotnie normalnych uskoku, o czym świadczy m.in. kąt ok. 60° pomiędzy powierzchnią kontaktu sedimentacyjnego dolnotriasowych piaskowców ze skałami krystalicznymi a powierzchnią nasunięcia wierzchowej jednostki Giewontu (Jurewicz, 2006). Założenia tych uskoku mogą pochodzić jeszcze z czasów wczesnotriasowego rozpadu platformy węglanowej i ekspansji oceanicznej (Dumont i in., 1996; Szulc, 2000). Uskoki takie powstawały również w środkowej jurze, czego przejawem są liczne żyły neptuniczne (Łuczyński, 2001a).

Proces transportu jednostek płaszczowinowych w Tatrach odbywał się pod powierzchnią morza i pod znacznym obciążeniem nadkładem (Jurewicz & Kozłowski, 2003; Jurewicz, 2005). Powstające w tym samym czasie ścięcia w obrębie trzonu krystalicznego wskazują na głębokość procesu rzędu 6–7 km (Jurewicz & Kozłowski, 2003; Śmigielski i in., 2012). Powstające w warunkach ówczesnie panującej kontrakcji struktury prawdopodobnie mogły pierwotnie mieć charakter dupleksów o regularnej budowie, zostały jednak zaburzone i zniszczone pod wpływem

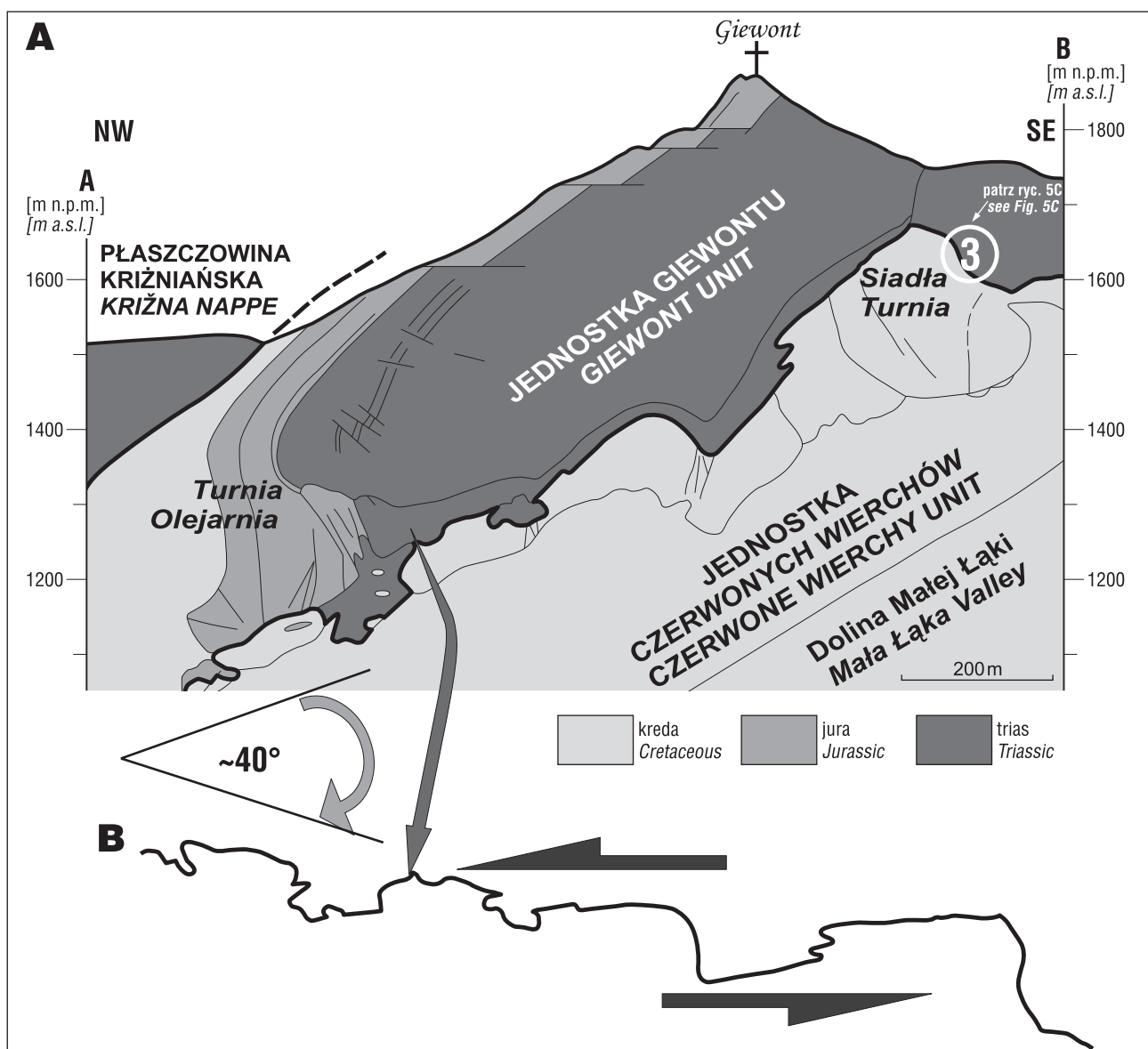


Ryc. 3. Etapy rozwoju płaszczowinowej budowy Tatr (wg Jurewicz, 2005): **A** – alb: odkłucie i nasunięcie płaszczowiny choczańskiej na krizniańską, odkłucie płaszczowiny krizniańskiej; **B** – turon: podsuniecie się trzonu krystalicznego wraz z autochtoniczną pokrywą osadową pod płaszczowinę wierzchową z nasuniętą wcześniej płaszczowiną krizniańską i choczańską

Fig. 3. Stages of the nappe-thrusting in the Tatra Mts (after Jurewicz, 2005): **A** – Albian: decollement and thrusting of Choć Nappe over Krizna Nappe, decollement of Krizna Nappe; **B** – Turonian: underthrusting of the crystalline core with autochthonous sedimentary cover below High-Tatric Nappe with earlier formed Choć and Krizna nappes

szeregu czynników. Istotną rolę odegrało tu duże, zarówno horyzontalne, jak i wertykalne, zróżnicowanie litologiczne, dzięki któremu powierzchnie ścinania już z chwilą powstania były nierówne, a zachodzące wzdłuż nich procesy kataklazy, mylonityzacji i rozpuszczania pod ciśnieniem – dodatkowo te nierówności pogłębiały (ryc. 4A) (Jurewicz 2003, 2006). Procesy te były odpowiedzialne za znaczące ubytki masy i w istotny sposób zaburzały geometrię nasuwanych i fałdowanych jednostek, prowadząc niekiedy do „pożerania” skrzydeł uskoku (ang. *ravenous faults* – Jurewicz & Słaby, 2004), które stanowiło formę rozładowania naprężeń. Istotną rolę procesów rozpuszczania pod ciśnieniem wykazały badania Łuczyńskiego (2001b), który dowiódł 50–70% ubytku masy w środkowojurajskich skałach jednostki wierzchowej na skutek samej stylolityzacji i kompaktacji chemicznej. Można przypuszczać, że w strefach ścinania w spągu płaszczowin,

będących drogą migracji roztworów, procesy te były jeszcze intensywniejsze i stanowiły jeden z ważniejszych czynników erozji tektonicznej. Mogły być również odpowiedzialne za powstanie części luk uważanych za stratygraficzne (por. Kotański, 1959; Grabowski & Pszczółkowski, 2006). Skutkiem erozji tektonicznej jest skomplikowana morfologia powierzchni kontaktu jednostek płaszczowinowych i niejednorodna budowa stref ścinania, o czym można wnioskować zarówno na podstawie przekrojów geologicznych (ryc. 4A), obrazu kartograficznego (Bac-Moszaszwili i in., 1979), jak i bezpośrednio w odsłonięciach. Aż trudno sobie wyobrazić transport tektoniczny mas skalnych wzdłuż tak bardzo nierównych powierzchni, których przywrócenie do pozycji z etapu nasunięcia płaszczowinowych bynajmniej nie czyni bardziej równymi (ryc. 4B). Wzdłuż powierzchni kontaktów jednostek płaszczowinowych można obserwować wzajemne „przerastanie



Ryc. 4. A – nasunięcie jednostki Giewontu na jednostkę Czerwonych Wierchów w górnych partiach Doliny Małej Łąki (wg Gąsienicy-Szostak, 1973); nr 3 w kółku – lokalizacja zdjęcia z ryc. 5C); **B** – złożona morfologia powierzchni nasunięcia jednostki Giewontu po przywróceniu do pozycji z etapu nasunięcia płaszczowinowych

Fig. 4. A – Giewont Unit thrust-fault overriding the Czerwone Wierchy Unit (High-Tatric Nappe), upper part of the Mała Łąka Valley structures (after Gąsienica-Szostak, 1973); No. 3 in circle – locality of Fig. 5C; **B** – complex morphology of the Giewont Unit thrust-fault after rotation to the original synthrusting position

się” skał należących do sąsiadujących jednostek tektonicznych, np. na Hali Stoły (ryc. 1A-1, 5A), którego mechanizm nie został dostatecznie wyjaśniony. To wzajemne przenikanie się różnowiekowych skał z sąsiednich jednostek tektonicznych przypomina wtopione w lód kamienie. Takie wzajemne „wprasowanie” skał należących do różnych jednostek tektonicznych opisał w 1959 r. Kotański ze spągu jednostek wierzchowych na Zadnem Kamiennem, gdzie widoczne są dolomity kampilu w obrębie wapieni urgonu. Autor uważał, że ich powstanie mogło być efektem wielkich ciśnień wywiązujących się w trakcie transportu płaszczowinowego. Za główną przyczynę tworzenia się tego typu struktur Bac-Moszaszwili i in. (1981) uznali procesy zachodzące ze znacznym udziałem wody, które zostały przez Jaroszewskiego (1982; por. Kopf, 1982) określone mianem hydrotektoniki. Rola wody² w procesach nasunięć płaszczowinowych w Tatrach stała się przedmiotem dalszych opracowań (Jurewicz, 2003, 2006; Jurewicz i in., 2007), z których wynika, że w pewnym stopniu odpowiadała ona za cykliczny charakter procesu nasunięć. Cykl rozpoczynał się narastaniem naprężeń, w trakcie którego obecność wody powodowała wzrost ciśnienia porowego i spadek naprężeń do wartości efektywnych, prowadząc do powstania powierzchni zniszczenia (ryc. 6A). Z tym etapem ewolucji związane było pęknięcie hydrauliczne, zarejestrowane w strefach ścinania. Naprężenia ulegały rozładowaniu poprzez powstanie powierzchni zniszczenia oraz przemieszczenie płaszczowiny (ryc. 6B). Woda obecna w spągu przemieszczanej płaszczowiny zmniejszała tarcie oraz ułatwiała poślizg i pokonanie nierówności podłoża. Dalszy etap ewolucji to okres spokoju tektonicznego i postępu płaszczowiny. Kiedy ruch zamierał, płaszczowina osiadała, a powierzchnia odkłucia „zabliźniała się” wskutek rekrytalizacji i mineralizacji pochodzącej z migrujących wzdłuż niej roztworów (ryc. 6C). Od tego momentu naprężenia wywiązujące się w nadkładzie w związku ze skracaniem w podłożu wskutek pochłaniania go w strefie subdukcji mogły znowu narastać, a więc cały cykl rozpoczynał się od nowa. W każdym cyklu etapy ruchu były krótkotrwałymi epizodami rozdzielonymi długimi okresami „postępu” płaszczowiny i względnego spokoju tektonicznego (Jurewicz, 2003).

WSPÓŁCZESNE NASUNIĘCIA

Aby wyobrazić sobie lepiej przebieg procesu transportu tektonicznego mas skalnych na znaczne odległości można odwołać się do monitorowanych w sposób ciągły współczesnych stref subdukcji i akrecji – obszarów aktywnych sejsmicznie, gdzie podczas trzęsień ziemi mają miejsce przemieszczenia mas skalnych na nieznaczne odległości. Na przykład w wyniku aktywowania się w 1999 r. na Tajwanie nasunięcia Ch-Chi, gdzie zachodzi subdukcja płyty filipińskiej pod płytę euroazjatycką, w trakcie trzęsienia ziemi przemieszczenie osiągnęło maksymalnie 11 m (Kao & Chen, 2000), natomiast wzdłuż nasunięcia Muikamachi-Bonchi-Seien w Japonii w wyniku wstrząsów sejsmicz-

nych w 2004 r., związanych z podsuwaniem się płyty pacyficznej pod euroazjatycką, nastąpiło przemieszczenie na odległość 1,6 m (Mauryama i in., 2007). W tym ostatnim średnie tempo nasunięcia policzone dla ostatnich 9 tysięcy lat wynosi ok. 0,8–1,2 mm/rok. Nie oznacza to jednak ruchu jednostajnego. Ruch ma charakter epizodów, w których w ciągu trwającego kilka sekund trzęsienia ziemi dochodzi do przemieszczeń rzędu kilku metrów. Epizody ruchu rozdzielone są długimi, trwającymi kilka, kilkadziesiąt lub nawet kilkaset lat okresami względnego spokoju tektonicznego. Podobny przebieg mogły mieć nasunięcia w orogenach alpejskich, w tym i w Tatrach.

ROLA WODY W STREFACH NASUNIĘĆ

W procesach nasunięć płaszczowinowych duże znaczenie miały właściwości petrofizyczne skał, wzdłuż których dochodziło do przemieszczeń płaszczowinowych (ryc. 7 – patrz str. 451). Zarówno w Tatrach, jak i w Alpach najczęstszym horyzontem odkłuc płaszczowinowych były dolno- i środkowotriasowe skały o genezie ewaporatowej, na które składały się osady węglanowe z wkładkami ilastymi oraz gipsy i sole (Kotański, 1956; Plašienka & Soták, 1996; Milovský i in., 2003). Ich niejednorodność litologiczna sprawiała, że już na etapie sedymentacji łatwo ulegały niszczeniu i brekcjowaniu. Powstawały z nich m.in. brekcje sztormowe czy krasowe (Jaglarz & Szulc, 2003), łatwo też ulegały brekcjowaniu w trakcie nasunięć płaszczowinowych, m.in. na drodze pęknięcia hydraulicznego (ryc. 5C). Skały te nazywane „rauwakami” (niem. *rauhwacke*, *zellulardolomite*, *haselgebirge*; fr. *corneille*) mają różne definicje z uwagi na problematyczną genezę związaną z trudnym do określenia udziałem procesów sedymentacyjnych i tektonicznych w ich powstawaniu (por. Spötl & Hasenhüttl, 1998; Warren, 1999). Od strony geomechanicznej można je uznać za „warstwę słabą”, podatną, ułatwiającą poślizg, a powstała w ich obrębie powierzchnia odkłucia już na wstępie prawdopodobnie miała urozmaiconą morfologię (Jurewicz, 2006). Niszczeniu rauwak sprzyjała ich znaczna porowatość wynikająca z obecności pustek krasowych, wolnych przestrzeni między klastami w brekcjach, jak również „komórek” w dolomitach komórkowych. „Komórki” te powstawały na skutek rozpuszczenia uwieczonych w dolomitach kryształów soli (Kasiński, 1981). Większość tych przestrzeni na etapie diagenety została wypełniona wodą, która w procesie przemieszczeń tektonicznych w Tatrach, w trakcie krótkiego epizodu ruchu płaszczowiny, działała jak „film wodny” czy „smar tektoniczny” powodujący zmniejszenie tarcia i ułatwiający transport mas skalnych. Woda z jednej strony przyczyniała się do pokonywania nierówności podłoża w trakcie przemieszczenia się płaszczowiny, z drugiej – odpowiadała za ich powstawanie na skutek różnych form niszczenia skał prowadzących do erozji skał w strefie ścinania. Woda odpowiadała za rozpuszczanie skał (głównie węglanów), jak również za wynoszenie pokruszonego materiały w formie zawiesiny. Śladem tych procesów są liczne stylolity (ryc. 5C). Takie

²W pracy pojęcie „woda” nie jest rozumiane wyłącznie jako związek chemicznie czysty o składzie H₂O, lecz jako roztwór (fluid), układ wieloskładnikowy, zawierający różnorodną specjację pierwiastków, również roztwór w stanie nadkrytycznym, jednakże homogeniczny. Takie uproszczenie zostało zastosowane celem nawiązania do pojęć: hydrotektonika, gradient hydrauliczny, poduszka wodna, woda uwalniana w trakcie przejść fazowych minerałów.

sumowanie się różnych czynników erozyjnych w połączeniu ze zróżnicowaniem litologicznym przemieszczanych skał powodowało, że z każdym kolejnym epizodem ruchu powierzchnia nasunięcia stawała się coraz bardziej nierówna. Śledząc zawiły przebieg powierzchni kontaktu jednostek płaszczowinowych można trafić na miejsca, gdzie kontakt ten ma charakter stylolitu, nie towarzyszą mu żadne struktury typowe dla stref ścinania i niczym nie przypomina kontaktu tektonicznego (ryc. 5A). Stało się tak zapewne dlatego, że większość produktów dezintegracji mechanicznej i chemicznej została odprowadzona w formie zawiesiny i roztworów poza strefę ścinania, przez co skały wyglądają jak „sklejone na super glue”, a nie jak standardowe wyobrażenie kontaktu jednostek płaszczowinowych. Dzięki nierównościami powierzchni nasunięcia

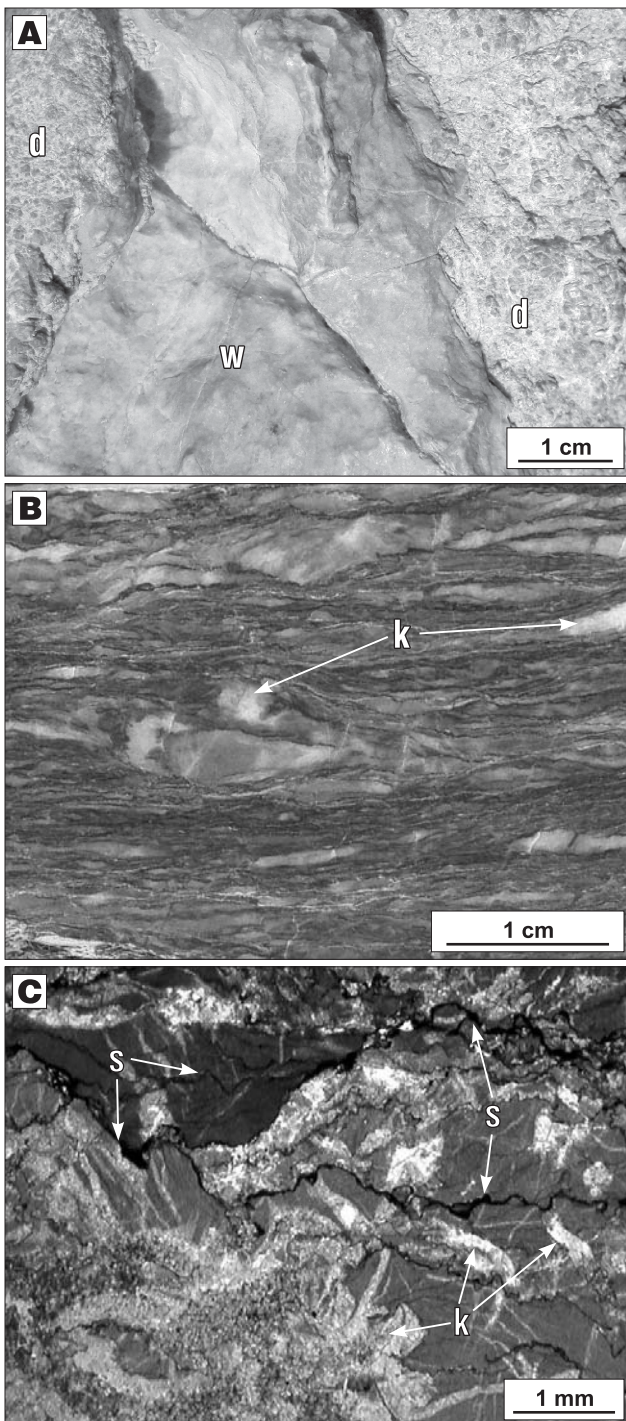
można trafić na kieszenie z zachowanymi zmylonityzowanymi skałami węglanowymi, w których daje się rozpoznać tekstury elongacyjne, klasty ze śladami pęknięcia hydraulicznego, cienie ciśnienia wokół porfiroklastów, ślady rozpuszczania pod ciśnieniem, żyły/sekrecje mineralne – wszystkie w mniejszym lub większym stopniu zdeformowane (ryc. 5B, C). Można obserwować współwystępowanie ze sobą struktur podatnych i niepodatnych, które wynika nie tylko ze zróżnicowania litologicznego deformowanych skał, lecz również ze zmieniającego się środowiska deformacji, którego kruchy lub podatny charakter wynikał z różnego udziału wody. Podobne struktury znane są z nasunięcia Lara w Pirenejach (Teixell i in., 2000) czy nasunięcia McConnell w Górach Skalistych (Kennedy & Logan, 1997).

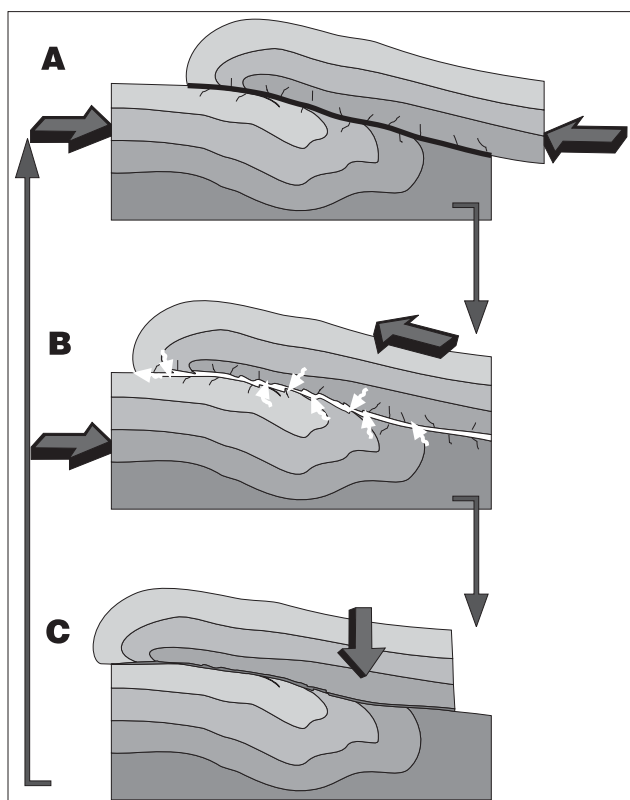
Skąd pochodziła woda w strefach nasunięć płaszczowinowych? Miała wiele źródeł, m.in. były nimi pory w skałach, które np. w triasowych dolomitach komórkowych osiągały znaczne rozmiary. Woda mogła pochodzić ze spękań, mogła to być woda strukturalna, np. z gipsów, czy minerałów ilastych, mogła również migrować z głębin w postaci roztworów hydrotermalnych. Wody nie brakowało, gdyż nasunięcia płaszczowinowe odbywały się pod powierzchnią morza (Jurewicz, 2005), a Tatry w trakcie ich trwania nie były jeszcze zarysowane w morfologii jako góry. Za zwiększanie się objętości wody w strefach ścinania odpowiadać mogło zjawisko tzw. „pompy hydrotektonicznej”, zilustrowane doświadczeniami przez Kopfa (2003; por. też *seismic pumping* w: Sibson i in., 1975). Jej ilość w strefie ścinania w trakcie ruchu gwałtownie rosła poprzez jej zasysanie do rozciągających przestrzeni pojawiających się w skutek przemieszczenia po nierównej powierzchni (Kopf, 2003; Jurewicz i in., 2007). Woda zassana ze spękań i przestrzeni porowych przez podciśnienie wywiązujące się w przewężeniach strefy ścinania była „ekranowana” przez cząsteczki ilaste pochodzące z zawiesiny, które były dociskane do ścian dyslokacji uniemożliwiając wydostanie się wody i jej powtórne wtłoczenie w ściany dyslokacji. Z pojawieniem się wody w zamkniętej przestrzeni o nierównych powierzchniach mogło się

←

Ryc. 5. Przykłady struktur ze spągu nasunięcia jednostki wierzchowej: **A** – okrusz wapienia urgońskiego z płaszczowiny wierzchowej w obrębie silnie spękanych triasowych dolomitów płaszczowiny krzyżniańskiej (Hala Stoły; nr 1 na ryc. 1A); **B** – lineacja, foliacja i mineralizacja kalcytowa w węglanowych mylonitach w spągu nasunięcia jednostki Giewontu (Zadnie Kamienne; nr 2 na ryc. 1A); **C** – dobrze widoczne stylolity pomiędzy spękanymi klastami wapieni i dolomitów wypełnionymi kalcytem w spągu nasunięcia jednostki Giewontu (Siadła Turnia; nr 3 na ryc. 1A i 4A); płytka cienka, światło niespolaryzowane; w – wapień, d – dolomit, s – stylolity, k – kalcyt

Fig. 5. Examples of structures at the base of the High-Tatric Nappe: **A** – fragment of Urgonian limestone of the High-Tatric Nappe within strongly fractured Triassic dolomite (d) of Krzyżna Nappe (Stoły Hill; No. 1 in Fig. 1A); **B** – stretching lineation, foliation and calcite mineralization within carbonate mylonites at the base of Giewont Unit (Zadnie Kamienne; No. 2 in Fig. 1A); **C** – well visible stylolites between strongly fractured clasts of limestone filled with calcite at the base of the Giewont Unit (Siadła Turnia; No. 3 in Fig. 1A and 4A); thin section, non-polarized light; w – limestone, d – dolomite, s – stylolite, k – calcite





Ryc. 6. Cykliczność i wieloetapowość procesu nasunięć płaszczowinowych oraz rola „poduszki wodnej” w spągu nasuwającej się jednostki. **A** – faza kumulacji naprężeń – wzrost naprężeń ścinających stowarzyszony jest ze wzrostem ciśnienia porowego, co prowadzi do powstania powierzchni zniszczenia; **B** – faza ruchu – uwolniona wskutek pęknięcia hydraulicznego (np. z porów w dolomitach komórkowych) oraz zasysana na zasadzie pompy hydrotektonicznej woda (białe strzałki) tworzy „poduszkę” wodną w spągu nasuwającej się płaszczowiny, co ułatwia przemieszczenie po nierównej powierzchni; **C** – faza postoju – woda migruje w stronę niższych ciśnień, a powierzchnia odkłucia zabliznia się poprzez wytrącanie się i krystalizację minerałów obecnych w roztworach. Cały cykl wraca do punktu wyjścia i może rozpocząć się od nowa

Fig. 6. Cyclic and multistage character of thrusting processes and role of the "water pillow" at the base of advancing nappe. **A** – stage of stress accumulation; increasing shear stress is associated with pore fluid pressure resulting in brittle failure; **B** – stage of motion and growth of water pillow; water (white arrows), released due to hydraulic fracturing (e.g. from pores of cellular dolomites) facilitates the motion of nappes; **C** – stage of arrest – fluids migrate due to hydraulic gradient and decollement surface seals up due to precipitation and crystallization of new minerals from fluids. At this moment a new cycle can start

wiązać zjawisko kawitacji (Preece, 1979), znane m.in. jako efekt „grających rur” z naszych łazienek lub odpowiadające za korozję śrub okrętowych. W trakcie przemieszczania się płaszczowiny, w strefie ścinania o nierównych ścianach, woda przeciskała się przez zżewienia i wpadała do komór, w których na skutek lokalnego spadku ciśnienia mógł się pojawić obłok gazowych bąbli. Podobny efekt uzyskujemy przy odkręceniu butelki z gazowaną wodą, kiedy to pod wpływem spadku ciśnienia dochodzi do przemiany fazowej i przejścia cieczy w gaz. Uwalniane bąble gazu – bąble kawitacyjne – pękają (ulegają implozji), czemu towarzyszy silna fala uderzeniowa oraz impuls termiczny (Frenkel, 1955; Lauterborn, 1974). Choć zasięg

oddziaływania zarówno fali uderzeniowej, jak i wysokiej temperatury jest bardzo mały, to chmura pękających tuż przy powierzchni uskoku bąbli mogła powodować erozję skał w strefie tektonicznej (Jurewicz i in., 2007). Właśnie takie zjawisko odpowiada za korozję stali w turbinach wodnych, a skały wykazują znacznie większą wrażliwość na ten rodzaj erozji, niż stal. Wpływ pękających bąbli kawitacyjnych na ciśnienie i temperaturę mógł powodować pojawienie się w strefie ścinania lokalnych, niestabilnych warunków deformacji, różniących się znacznie od standardowych warunków środowiska wynikających z miąższości nadkładu i stopnia geotermicznego. Wskazuje na to porównanie wyników badań inkluzji ciekło-gazowych wykonanych dla pochodzących z etapu nasunięć płaszczowinowych powierzchni ścinania w trzonie krystalicznym z wynikami badań ze spągu nasunięcia płaszczowiny Murania w Silicum (Milovský i in., 2003). Uzyskane dla trzonu krystalicznego dane wskazują na podobne wartości ciśnienia i temperatury: 212–254°C i 145–170 MPa (Jurewicz & Kozłowski, 2003), a więc na wyrównane warunki deformacji. Dane ze skał osadowych mają duży rozrzut: 213–471°C i 20–540 MPa (Milovský i in., 2003), co można by wyjaśnić wpływem wspomnianego wyżej zjawiska kawitacji, które wzdłuż płaskich i gładkich powierzchni ścięć w skałach krystalicznych nie mogło zaistnieć (Jurewicz, 2006).

PODSUMOWANIE

Rola wody w procesie nasunięć płaszczowinowych w Tatrach polegała nie tylko na selektywnej erozji zachodzącej wzdłuż powierzchni nasunięć, prowadzącej do znaczących ubytków masy oraz stopniowego wzrostu nierówności powierzchni przemieszczenia, ale również na ułatwieniu w ich pokonywaniu. Uwolniona do strefy ścinania znacznej objętości woda powodowała także zmniejszenie tarcia, jak również działała jak „poduszka hydrauliczna”, która na krótką „chwilę” ruchu pozwalała unieść się płaszczowinie i pokonać nierówności podłoża. Po epizodzie przemieszczenia woda odpływała zgodnie z gradientem hydraulicznym w stronę niższych ciśnień, a ruch płaszczowiny na długo zamierał. Podsumowując, można stwierdzić, że nasunięcia płaszczowinowe w Tatrach nie były wynikiem ani jednorazowego aktu, ani jednostajnego procesu, lecz odbywały się na skutek wielokrotnie powtarzanych krótkich epizodów ruchu oddzielonych długimi etapami spokoju tektonicznego. Nastęstwo zdarzeń w przebiegu procesów nasunięć płaszczowinowych było takie, że najpierw doszło do nasunięcia płaszczowiny choçańskiej na krizniańska, a pod nie zostały podsunęte płaszczowiny wierchowe. Nastęstwo to, w zestawieniu z kontrakcyjnym charakterem struktur tektonicznych, jak również orientacją powierzchni nasunięć z etapu poprzedzającego rotacyjne wypiętrzenie Tatr w neogene, świadczy przeciwko ześlizgom grawitacyjnym jako zasadniczemu mechanizmowi transportu poziomego płaszczowin tatrzańskich. Na rzecz kontrakcyjnego charakteru nasunięć płaszczowinowych, wynikającego ze znacznego skrócenia poziomego zachodzącego w ich podłożu, przemawia fakt, że wcześniejsze odkłucia i nasunięcia miały miejsce w południowej, głębszej części basenu oraz że wiek osadów wchodzących w skład coraz niższych, położonych dalej na

północy jednostek strukturalnych, był coraz młodszy. Za reżimem kontrakcyjnym przemawiają również: charakter powierzchni nasunięć, udokumentowane podwyższone wartości ciśnienia i temperatury w ich spągu, przejawy słabego dynamometamorfizmu w strefach ścinania, obecność mylonitów, tekstur elongacyjnych, cieni ciśnienia, śladów pęknięcia hydraulicznego wynikającego z ciśnień nadkrytycznych w płynach porowych, powszechność struktur z rozpuszczania pod ciśnieniem, znaczące ubytki masy, wreszcie obecność skał krystalicznych z podłoża jednostek wierzchowych. Większość struktur opisanych ze spągu nasunięć płaszczowinowych w Tatrach, szczególnie powstałych z udziałem wody, nie utworzyłaby się w warunkach ześlizgów grawitacyjnych. Połączenie szczególnych cech petrofizycznych przemieszczanych mas skalnych, stowarzyszone z opisanymi powyżej złożonymi procesami hydrotektonicznymi prowadzącymi do znaczących ubytków masy, jest odpowiedzialne za brak charakterystycznej dla klasycznych dupleksów geometrii struktur płaszczowinowych w Tatrach i wyjaśnia ich skomplikowaną budowę. Ten geometryczny nieporządek sprawia, że Tatry są trudnym obiektem do konwencjonalnej analizy strukturalnej, ale to dzięki temu mają tak unikatowy charakter, zarówno pod względem tektonicznym, jak i estetycznym.

Autorka dziękuje dr. hab. Pawłowi Aleksandrowskiemu i dr. hab. Jackowi Grabowskiemu za konstruktywną dyskusję oraz Dyrekcji Tatrzańskiego Parku Narodowego za umożliwienie prowadzenia wieloletnich badań.

LITERATURA

- ANDRUSOV D. 1950 – Tektonická stavba masívu Širokej, Vysoké Tatry. Geologický Sborník, 1: 19–30.
- ANDRUSOV D. 1965 – Aperçu générale sur la géologie des Carpathes occidentales. Bulletin de la Société Géologique de la France, 7: 1029–1062.
- BAC-MOSZASZWILI M., BURCHART J., GŁAZEK J., IWANOW, A., JAROSZEWSKI W., KOTAŃSKI Z., LEFELD J., MASTELLA L., OZIMKOWSKI, W., RONIEWICZ P., SKUPIŃSKI A. & WESTFALEWICZ-MOGILSKA E. 1979 – Mapa geologiczna Tatr Polskich, skala 1 : 30 000. Instytut Geologiczny, Warszawa.
- BAC-MOSZASZWILI M., GAMKERLIDZE I. P., JAROSZEWSKI W., SCHROEDER E., STOJANOV S. & TZANKOV T.V. 1981 – Thrust zone of the Križna Nappe at Stoly in Tatra Mts (Poland). Stud. Geol. Pol., 68: 61–73.
- BAC-MOSZASZWILI M., JAROSZEWSKI W. & PASSENDORFER E. 1984 – On the tectonics of Czerwone Wierchy and Giewont area in the Tatra Mts., Poland (in Polish, English summary). Ann. Soc. Geol. Pol., 52: 67–88.
- BAUMGART-KOTARBA M. & KRÁL J. 2002 – Young tectonic uplift of the Tatra Mts (fission track data and geomorphological arguments). Geol. Carpath., 53, Special Issue.
- BIRKENMAJER K. & DUDZIAK J. 1991 – Middle to Late Palaeocene Nannoplankton Zones in the Jarmuta Formation, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Bull. Pol. Ac. Earth Sc., Earth Sciences, 39: 47–52.
- BOYER S.E. & ELLIOT D. 1982 – Thrust systems. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 66: 1196–1230.
- BURCHART J. 1963 – Remarks on the directions of the slickensides and fault striae in the crystalline rocks of the Goryczkowa "crystalline island" in the Tatra Mts. Acta Geol. Pol., 13, 27–40.
- BURCHART J. 1968 – Rubidium-strontium isochron ages of the crystalline core of the Tatra Mts., Poland. Amer. J. Sc., 266, 895–907.
- BURCHART J. 1972 – Fission-track age determination of accessory apatite from the Tatra Mts., Poland. Earth Planetary Sc. Lett., 15, 418–422.
- CSONTOS L. & VÖRÖS A. 2004 – Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 210, 1–56.
- DUMONT T., WIECZOREK J. & BOULLIN J.P. 1996 – Inverted Mesozoic rift structures in the Polish Western Carpathians (High-Tatric units). Comparison with similar features in the Western Alps. Eclogae Geol. Helv., 89, 181–202.
- ENGELIN G.B. 1963 – Gravity tectonic in the NW Dolomites (North Italy). Geologica Ultraiectina, 13: 1–189.
- ERNST T., JANKOWSKI J., SEMENOV V., ADAM A., HVOZDARA M., JÓZWIAK W., LEFELD J., PAWLISZYN J., SZARKA L. & WESZTERGOM V. 1997 – Electromagnetic Soundings across the Tatra Mountains. Acta Geoph. Pol., 45: 33–44.
- FRENKEL J. 1955 – Kinetic theory of liquids, Dover, New York.
- FROITZHEIM N., PLAŠIENKA D. & SCHUSTER R. 2008 – Alpine tectonics of the Alps and Western Carpathians. [W]: McCann T. (red.): The Geology of Central Europe. Volume 2: Mesozoic and Cenozoic. Geological Society Publishing House, London: 1141–1232.
- GAWĘDA A. 1995 – Geochemistry and Rb/Sr isochron age of pegmatites from the Western Tatra Mts. Geol. Carpath., 46, 95–99.
- GAŹDZICKI A. & MICHALIK J. 1980 – Uppermost Triassic sequence (Choč nappe of the Strážovska Hornatina and the Tatra Mts (west Carpathians). Acta Geol. Pol., 30: 61–76.
- GAŚIENICA-SZOSTAK M. 1973 – Budowa geologiczna północnego zbocza Doliny Małej Łąki (praca magisterska). Arch. Wyzd. Geol. UW.
- GOREK A. & VEIZER J. 1965 – Der Character der alpinen Tektonik in der Hohen Tatra. Geol. Sb. Slov. Akad. Vied, 16: 265–272.
- GRABOWSKI J., MICHALIK J., SZANIAWSKI R. & GROTEK I. 2009 – Synthrusting remagnetization of the Križna nappe: high resolution palaeo- and rock magnetic study in the Strážovce section, Strážovské vrchy Mts, Central West Carpathians (Slovakia). Acta Geol. Pol., 59: 137–155.
- GRABOWSKI J. & PSZCZÓŁKOWSKI A. – 2006. Górny tyton i berias w płaszczowinie reglowej Tatr Zachodnich w świetle danych lito-, bio- i magnetostratygraficznych. Prz. Geol., 54, 870–877.
- GRECULA P. & ROTH Z. 1978 – Kinematic model of the West Carpathians. Sbornik Geologických Věd, Geologie, 32: 49–73.
- GUZIK K. & KOTAŃSKI Z. 1963 – Tektonika regli zakopiańskich. Acta Geol. Pol., 13: 387–412.
- HALICKI B. 1955 – O przebiegu jednostek reglowych w dorzeczu Suchoj Wody w Tatrach. Acta Geol. Pol., 5: 81–97.
- HORVÁTH F., VÖRÖS A. & ONOUHA K.M. 1977 – Plate tectonics of the Western Carpatho-Pannonian Region: a working hypothesis. Acta Geologica Academiae Hungaricae, 21: 207–221.
- IWANOW A. & WIECZOREK J. 1987 – Problem najwyższych jednostek tektonicznych w Tatrach. Prz. Geol., 35: 525–528.
- JAGLARZ P. & SZULC J. 2003 – Middle Triassic evolution of the Tatricum sedimentary basin: an attempt of sequence stratigraphy to the Wierchowa Unit in the Polish Tatra Mountains. Ann. Soc. Geol. Pol., 73, 169–182.
- JAROSZEWSKI W. 1982 – Hydrotectonic phenomena at the base of the Križna nappe, Tatra Mts. In: M. Mahel' ed.: Alpine structural elements: Carpathian-Balkan-Caucasus-Pamir orogene zone. Veda, Bratislava: 137–148.
- JUREWICZ E. 2000a – Próba rekonstrukcji pola naprężeń z etapu fałdowań płaszczowinowych w Tatrach na podstawie analizy struktur ślizgowych w trzonie granitoidowym. Prz. Geol., 48: 239–246.
- JUREWICZ E. 2000b – Próba korelacji wyników analizy strukturalnej trzonu granitoidowego Tatr Wysokich i jednostek płaszczowinowych. Prz. Geol., 48: 1014–1018.
- JUREWICZ E. 2002 – Geometric analysis of steep dipping dislocations within the granitoid core in the Polish part of the Tatra Mts. Ann. Soc. Geol. Pol., 72, 89–98.
- JUREWICZ E. 2003 – Multistage evolution of the shear zone at the base of the Giewont Unit, Polish Tatra Mts. Geol. Carpath., 54: 337–351.
- JUREWICZ E. 2005 – Geodynamic evolution of the Tatra Mts. and the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians): problems and comments. Acta Geol. Pol., 55: 295–338.
- JUREWICZ E. 2006 – Petrophysical control on the mode of shearing in sedimentary rocks and granitoid core of the Tatra Mts. during Late Cretaceous nappe-thrusting and folding, Carpathians, Poland. Acta Geol. Pol., 57: 159–170.
- JUREWICZ E., GIREŃ B. & STELLER J. 2007 – Cavitation erosion – a possible cause of the mass loss within thrust zones in the Tatra Mts., Poland. Acta Geol. Pol., 57: 305–323.
- JUREWICZ E. & KOZŁOWSKI A. 2003 – Formation conditions of quartz mineralisation in the mylonitic zones and on the slickenside fault planes in the High Tatra granitoids. Arch. Miner., 54: 65–75.
- JUREWICZ E. & ŚLABY E. 2004 – The Zadnie Kamiennie "ravenous" shear zone (High-Tatric nappe) – conditions of deformation. Geol. Quart., 48, 371–382.
- KAO H. AND CHEN W. P. 2000 – The Chi-Chi earthquake sequence: Active out-of-sequence thrust faulting in Taiwan. Science, 288: 2346–2349.

- KASIŃSKI J. 1981 – Dolomity komórkowe w triasie wierzchowym w Tatrach. *Prz. Geol.*, 10: 524–529.
- KENNEDY L.A. & LOGAN J.M. 1997 – The role of veining and dissolution in the evolution of fine-grained mylonites: the McConnell thrust, Alberta. *J. Struct. Geol.*, 19, 785–797.
- KOPF R. W. 1982 – Hydrotectonics: Principles and Relevance: U.S. Geological Survey Open-File Report, 82–307: 30 p.
- KOPF R. W. 2003 – The hydrotectonic hypothesis: a tectonically-activated hydraulic system. Unpublished manuscript donated to the U.S. Geological Survey, 38 p.
- KOTAŃSKI Z. 1956 – Kampil wierzchowy w Tatrach. *Acta Geol. Pol.*, 6: 65–73.
- KOTAŃSKI Z. 1959 – Profile stratygraficzne serii wierzchowych Tatr Polskich. *Biul. Inst. Geol.*, 139: 1–139.
- KOTAŃSKI Z. 1961 – Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierzchowego w Tatrach. *Acta Geol. Pol.*, 11: 187–467.
- KOTAŃSKI Z. 1963 – Nowe elementy budowy masywu Czerwoných Wierchów. *Acta Geol. Pol.*, 13: 149–198.
- KOTAŃSKI Z. 1965 – Budowa geologiczna pasma reglowego między Doliną Małej Łąki i Doliną Kościeliską. *Acta Geol. Pol.*, 15: 257–330.
- KOTAŃSKI Z. 1973 – Upper and Middle Subtatic nappe in the Tatra Mts. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Terre*, 21: 75–83.
- KOTAŃSKI Z. 1986a – Jeszcze raz o płaszczowinie strażowskiej w Tatrach – część I. *Prz. Geol.*, 33: 547–552.
- KOTAŃSKI Z. 1986b – Jeszcze raz o płaszczowinie strażowskiej w Tatrach – część II. *Prz. Geol.*, 34: 621–628.
- KRAJEWSKI K. 2003 – Facies development and lithostratigraphy of the Hightatric mid-Cretaceous (Zabijak Formation) in the Polish Tatra Mountains. *Stud. Geol. Pol.*, 121: 81–158.
- KRÁL J. 1977 – Fission track ages of apatites from some granitoid rocks in West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. Carpath.*, 28 (2): 269–276.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1972 – Budowa geologiczna Polski, IV Tektonika, 3 – Karpaty, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 228 p.
- LAUTERBORN W. 1974 – Kavitation durch Laserlicht, *Acustica*, 31: 51–78.
- LEFELD J. 2009 – Alpejskie fazy orogeniczne w Tatrach. *Prz. Geol.*, 57: 669–673.
- LEFELD J. & JANKOWSKI J. 1985 – Model of deep structure of the Polish Central Carpathians. *Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sc.*, A-16, 175, 593–614.
- LUGEON M. 1903 – Les nappes recouvrement de la Tatra et l'origine des klippees des Carpathes. *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne*, t. 4.
- ŁUCZYŃSKI P. 2001a – Development history of Middle Jurassic neptunian dykes in the High-Tatric series, Tatra Mountains, Poland. *Acta Geol. Pol.*, 51: 237–252.
- ŁUCZYŃSKI P. 2001b – Pressure-solution and compaction of condensed Middle Jurassic deposits, High Tatric series, Tatra Mts. *Geol. Carpath.*, 52: 91–102.
- MAHEL M. 1986 – Geologická stavba československých Karpat. (1) Palealpínske jednotky, p. 503. VEDA, Bratislava.
- MARUYAMA T., IEMURA K., AZUMA T., YOSHIOKATA, A., SATO M., MIYAWAKI R. 2007 – Paleoseismological evidence for non-characteristic behavior of surface rupture associated with the 2004 Mid-Niigata Prefecture earthquake, central Japan. *Tectonophysics*, 429: 45–60.
- McCLAY K.R. 1992 – Glossary of thrust tectonics terms, [W]: K.R. McClay (red.). Thrust tectonics: London, Chapman & Hall: 419–433.
- MICHALIK A. 1955 – Tektonika serii wierzchowej na obszarze Liliwego i Małej Koszyczej. *Biul. Inst. Geol.*, 96: 5–35.
- MILOVSKÝ R., HURAI V., PLAŠIENKA D. & BIRONĀ. 2003 – Hydrotectonic regime at soles of overthrust sheets: textural and fluid inclusion evidence from basal cataclases of the Muráň nappe (Western Carpathians, Slovakia). *Geodinamica Acta*, 16: 1–20.
- NEMČOK M. & KANTOR J. 1990 – Pohybová štúdia vybranej oblasti jednotky Veľkého Boku. *Regionálna Geológia Západných Karpát: Správy o výskumoch. GÚDŠ*, Bratislava: 75–83.
- NEMČOK M., POSPÍŠIL L., LEXA J. & DONELICK R.A. 1998 – Tertiary subduction and slab break-off model of the Carpathian-Pannonian region. *Tectonophysics*, 295: 307–340.
- PASSENDORFER E. 1978 – Rozwój poglądów na budowę geologiczną Tatr w okresie powojennym. *Pr. Muz. Ziemi*, 28: 3–33.
- PIOTROWSKI, J. 1978 – Mesostructural analysis of the main tectonic units of the Tatra Mts. (in Polish, with English summary). *Stud. Geol. Pol.*, 55, 1–80.
- RABOWSKI F. 1925 – Budowa Tatr. Budowa pasma wierzchowego. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 6. Kraków.
- PHINNEY E.J., MANN P., COFFIN M.F. & SHIPLEY T.H. 2004 – Sequence stratigraphy, structural style, and age of deformation of the Malaita accretionary prism (Solomon arc-Ontong Java Plateau convergent zone). *Tectonophysics*, 389: 221–246.
- PLAŠIENKA D. 1997 – Cretaceous tectonochronology of the Central Western Carpathians, Slovakia. *Geol. Carpath.*, 48: 99–111.
- PLAŠIENKA D. & PROKEŠOVÁ R. 1996 – Towards an evolutionary tectonic model of Križna cover nappe (Western Carpathians, Slovakia). *Slovak Geol. Mag.*, 3–4: 279–286.
- PLAŠIENKA D. & SOTÁK J. 1996 – Rauwackized carbonate tectonic breccias in the West Carpathian nappe edifice: introductory remarks and preliminary results. *Slovak Geol. Mag.*, 3–4: 287–291.
- PLAŠIENKA D., GRECULA P., PUTIŠ M., KOVÁČ M. & HOVORKA D. 1997 – Evolution and structure of the Western Carpathians: an overview. in: Grecula P., Putiš M. & Hovorka D. (red.): Geological evolution of the Western Carpathians. *Min. Slov.*: 1–24.
- POLLER U., JANÁK M., KOHÚT M., TODT W. 2000 – Early Variscan magmatism in the Western Carpathians: U-Pb zircon data from granitoids and orthogneisses of the Tatra Mountains (Slovakia). *Int. J. Earth Sci.*, 89: 336–349.
- PREECE C.M. 1979 – Cavitation Erosion. In: *Treatise on Materials Science and Technology*, 16 "Erosion", p.249, Academic Press, New York 1979.
- PROKEŠOVÁ R., PLAŠIENKA D. & MILOVSKÝ R. 2012 – Structural pattern and emplacement mechanisms of the Križna cover nappe (Central Western Carpathians). *Geol. Carpath.*, 63, 13–32.
- OSZCZYPKO N., OSZCZYPKO-CLOWES M., GOLONKA J. & MARKO F. 2005 – Oligocene-Lower Miocene sequences of the Pieniny Klippen Belt and adjacent Magura Nappe between the Jarabina and Orlov – their tectonic position and paleogeographic implications. *Geol. Quart.*, 49: 379–402.
- RAKUS M. & MARSCHALKO R. 1997 – Position of the Manin, Drietoma and Klappe units at the boundary of the Central and Outer Carpathians. in: *Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas*, Bratislava: 79–97.
- RUBINKIEWICZ J. & LUDWINIAK M. 2005 – Fracture and fault development in Werfenian quartzitic sandstones – a case study from the autochthonous cover of the Tatra Mts. (Poland). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 75: 171–187.
- SCHEIBNER E. 1968 – The Klippen Belt of Carpathians. In: *Regional geology of Czechoslovakia, II: The West Carpathians* (M. Mahel', T. Buday i in.): 304–371. Academia, Praha.
- SIBSON R.H., MOOR J.M. & RANKIN A.H. 1975 – Seismic pumping – a hydrothermal fluid transport system. *J. Geol. Soc. London*, 131: 653–659.
- SOKOŁOWSKI S. 1959 – Zdjęcie geologiczne eocenu numulitowego wzdłuż północnego brzegu Tatr Polskich. *Biul. Inst. Geol.*, 149: 197–212.
- SPERNER B. 1996 – Computer programs for the kinematic analysis of brittle deformation structures and the Tertiary tectonic evolution of the Western Carpathians (Slovakia). PhD Thesis, Tübingen Geowiss. Arbeiten A27: 1–120.
- SPERNER B., RATSCHBACHER L. & NEMČOK M. 2002 – Interplay between subduction retreat and lateral extrusion: tectonics of the Western Carpathians. *Tectonics*, 21: 1051–1075.
- SPÖTL C. & HASENHÜTTL C. 1998 – Thermal history of the evaporitic Haselgebirge melange in the Northern Calcareous Alps (Austria). *Geol. Rundsch.*, 87: 449–460.
- SZULC J. 2000 – Middle Triassic evolution of the northern Peri-Tethys area as influenced by early opening of the Tethys Ocean. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 70: 1–48.
- ŚMIGIELSKI M., STUART F., PERSANO C., KRZYWIEC P., SINCLAIR H., ALEKSANDROWSKI P. & PISANIEC K. 2012 – Subsequent Exhumation of the Tatra Mountains constrained by low temperature thermochronology. *Min. Slov.*, 44: 105.
- TOMEK Č. 1993 – Deep crustal structure beneath the Central and Inner West Carpathians. *Tectonophysics*, 226: 417–431.
- TEIXELL A., DURNEY D.W. & ARBOLEYA M.L. 2000 – Stress and fluid on décollement within competent limestone. *J. Struct. Geol.*, 22: 349–371.
- UHLIG V. 1899 – Die Geologie des Tatrgebirges. *Theil II–IV. Denkschr. Math.-Naturwiss. Cl., Acad. Wiss. Wien. Bande*, 68: 43–140.

Praca wpłynęła do redakcji 4.11.2011 r.

Po recenzji akceptowano do druku 30.05.2012 r.

PRZEGLĄD GEOLOGICZNY



Cena 12,60 zł (w tym 5% VAT)

TOM 60 Nr 8 (SIERPIEŃ) 2012

Indeks 370908 ISSN-0033-2151

**Nasunięcia płaszczowinowe
w Tatrach**

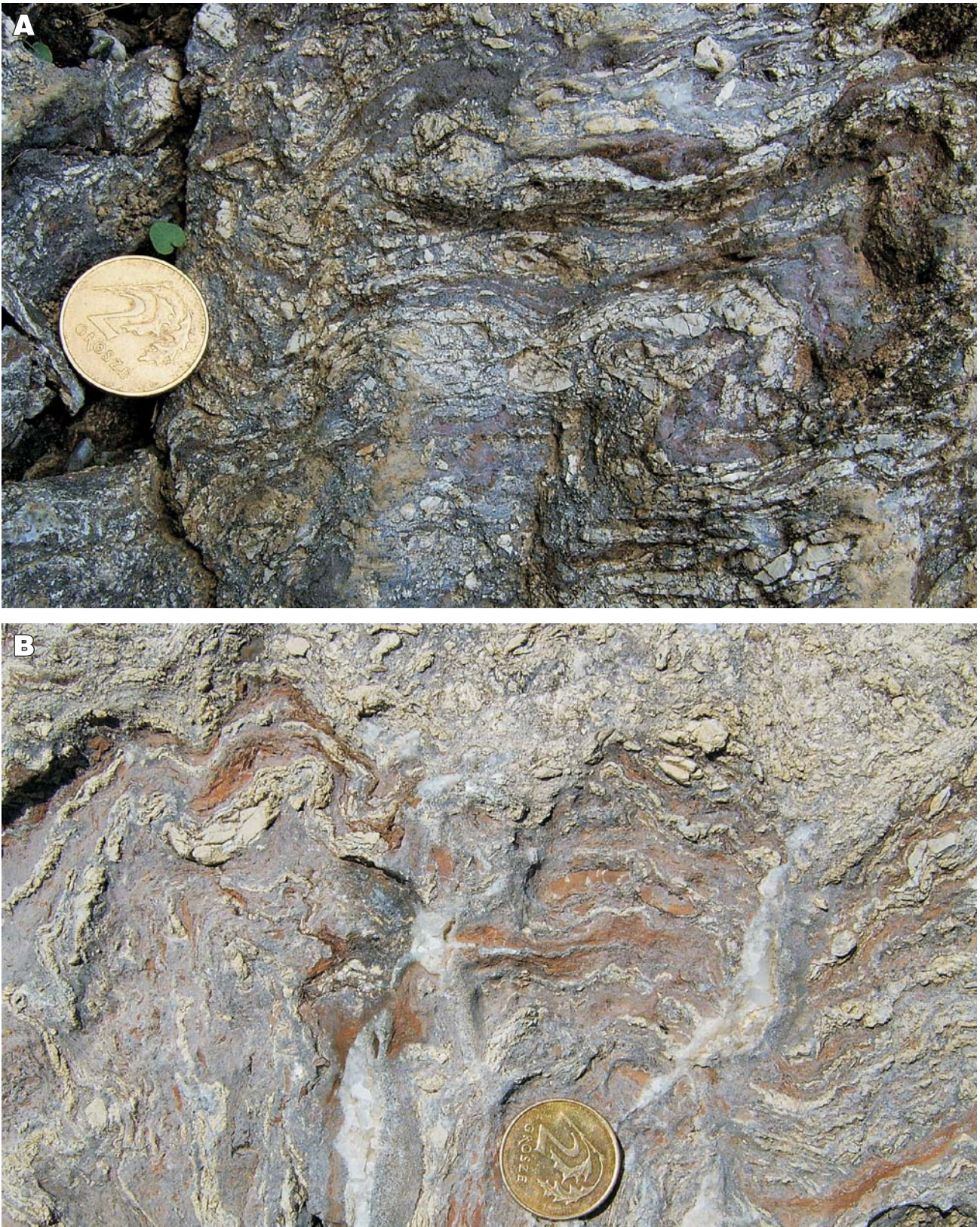
**Paragenezy hipergeniczne
złoże Radzimowice**

Ratujmy groby geologów

Zdjęcie na okładce: Widok z Rysów na Mięszowieckie Szczyty w Tatrach Wysokich. W skałach granitoidowych dobrze widoczna seria stref ścinania zaznaczających się w morfologii ścian stromymi żlebami (zob. Jurewicz, str. 432). Fot. E. Jurewicz

Cover photo: View from Mt. Rysy to Mięszowieckie Szczyty Peaks in the High Tatra Mts. Well visible shear zones within granitoid rocks – steeply dipping couloirs (see Jurewicz, p. 432). Photo by E. Jurewicz

Procesy nasunięć płaszczwinowych w Tatrach (patrz str. 432)
Nappe-thrusting processes in the Tatra Mts. (see p. 432)



Ryc. 7. A i B – Przykłady deformacji ze strefy nasunięcia jednostki Giewontu na jednostkę Czerwonych Wierchów w Tatrach pod Siadłą Turnią. Widoczne dolnotriasowe skały – tzw. „rauhwacki” – tektono-sedymentacyjne brekcie powstałe ze skał ewaporatowych, stanowiące horzont odkluć płaszczwinowych, m.in. w Tatrach i w Alpach
Fig. 7. A and B – Examples of deformation from a thrust zone in the Tatra Mts. between the Giewont and Czerwone Wierchy units. (Siadła Turnia Mt). Visible are the Lower Triassic rocks – so-called "rauhwacke" – tectono-sedimentary breccia originated from evaporitic rocks. These rocks are usually the nappe decollement horizon, e.g. in the Tatra Mts. and Alps