

## ***Przełom Dunajca w Pieninach – fenomen geologiczny***

Dunajec River Gorge, Pieniny Mts, West Carpathians

KRZYSZTOF BIRKENMAJER

*ul. Głowackiego 58, 30-085 Kraków, e-mail: ndbirken@cyf-kr.edu.pl*

**Abstract.** The Dunajec River Gorge in the Pieniny Mountains, West Carpathians, is part of the Pieniny National Parks of Poland and Slovakia. The river, flowing north at 450–420 m a.s.l. cuts hard Jurassic-Cretaceous siliceous limestones and soft Cretaceous marls intercalated with flysch rocks. In the narrow gorge, some 8 km long, vertical white limestone walls rise up to about 400 m above the river, their magnificent scenery being listed among the most beautiful nature preserves of Europe. The paper gives a short introduction to the long and complicated geological history of the Pieniny Klippen Belt, describes main geomorphological features of the Pieniny Mountains and the Dunajec River Gorge, and summarizes views on age and origin of the gorge.

### WSTĘP

Między Sromowcami Niżnymi (po stronie polskiej) i Czerwonym Klasztorem (po stronie słowackiej) a Krościenkiem, Dunajec, którego koryto obniża się odpowiednio z 450 do 420 m n.p.m., wycina w górskim paśmie Pienin wąski meandryczny jar obramowany stromymi białymi ścianami skalnymi o wysokości przekraczającej 400 metrów. Jest to Przełom Dunajca w Pieninach, czyli Przełom Pieniński, jeden z najpiękniejszych przełomów rzecznych w Europie.

Przełom ten tworzą głównie odporne na erozję, silnie sfałdowane krzemionkowe (rogowcowe) wapienie (formacja wapienia pienińskiego: jura górna – kreda dolna), które kilkakrotnie przekładają się tektonicznie z równie silnie pofałdowanymi, ale znacznie mniej odpornymi na erozję, łupkami i marglami dolnej i częściowo górnej kredy, niekiedy także z marglistymi wapieniami i radiolarytami jury środkowej-górnej.

### ZARYS HISTORII GEOLOGICZNEJ

Skały, które tworzą Przełom Pieniński utworzyły się w basenie skałkowym, należącym do północnej gałęzi Oceanu Tetydy, który w czasie od permu po trzeciorzęd włącznie oddzielał kontynent afrykański od platformy północnoeuropejskiej. Basen skałkowy, o długości około 600 km, istniał przez 175 mln lat, od wczesnego triasu (240 mln lat) po schyłek okresu kredowego (ok. 65 mln lat temu). Po zamknięciu basenu w czasie kolizji tych dwóch mas kontynentalnych z końcem kredy, na jego miejscu utworzył się łańcuch orogeniczny przyrośnięty od północy do wcześniej już (ok. 85 mln lat temu) sfałdowanych osadów basenów tatrzańskich. Od północy, orogen skałkowy obrzeżała z kolei w ciągu około 40 mln lat najbardziej północna bruzda zamierającego już Oceanu Tetydy, w której osadzały się twory fliszowe paleogenu Karpat zewnętrznych.

W czasie późnego triasu, a następnie niższej jury (200–180 mln lat temu), morski basen skał-

kowy ulegał stopniowemu pogłębieniu, by na przełomie jury środkowej i górnej (ok. 160 mln lat temu) osiągnąć głębokości oceaniczne – co najmniej 3500 m poniżej powierzchni morza. Powstawały wówczas radiolaryty – warstwowane skały krzemionkowe utworzone ze skorupki pelagicznych promienic radiolarii (Birkenmajer 1977, 1979; Widz 1991). Basen skałkowy mógł mieć wówczas szerokość dochodzącą nawet do 300 km. W północnym obrzeżeniu basenu, na podmorskim grzbiecie śródoceanicznym nazwanym grzbieciem czorsztyńskim, który oddzielał basen skałkowy od basenu magurskiego, osadziły się natomiast miększe organogeniczne wapienie krynoidowe (jura środkowa), amonitowe wapienie bulaste (jura środkowa-górna) oraz bogate w szczątki organiczne wapienie masywne, brachiopodowe i krynoidowe (dolna kreda).

Na przełomie jury i kredy oraz w niższej kredzie (145–120 mln lat temu) w skałkowym basenie morskim, na wielkim obszarze, osadziły się białe wapienie bogate w szczątki pelagicznych mikroorganizmów, nazwane wapieniami pienińskimi (Birkenmajer 1977). To one właśnie tworzą wspólną panoramę Przełomu Pienińskiego.

W czasie od niższej kredy aż po schyłek tego okresu, wskutek przemieszczania się ku północy kontynentalnej kory afrykańskiej, podłoże basenu skałkowego było stopniowo wciągane (subduowane) pod egzotyczny grzbiet Andrusova, który wynurzył się u południowej krawędzi basenu. Szerokość basenu ulegała wówczas stopniowej redukcji, następowało spłycenie i ujednoczenie się sedimentacji oceanicznej, którą charakteryzowało pojawienie się kompleksów wielobarwnych margli otwornicowych (globotruncanowych).

Grzbiet Andrusova, zbudowany z osadów skał triasu, jury i kredy dolnej oraz ich krystalicznego fundamentu, był miejscem silnej działalności wulkanicznej, która została zapoczątkowana w wyższej jurze i trwała przez całą kredę. Z powstałych wskutek wietrzenia i erozji okruchów jego skał krystalicznych, wulkanicznych i osadowych, pochodzą utwory fliszowe górnej kredy, które początkowo tworzyły wkładki w utworach margli otwornicowych, następnie zaś całkowicie zdominowały sedimentację w basenie skałkowym.

W czasie kolizji bloku słowackiego (masywy tatrzańskie) z grzbieciem czorsztyńskim na pograniczu kredy i paleogenu (ok. 70–60 mln lat temu), głębokomorskie w przewodzie utwory węglanowe i krzemionkowe basenu skałkowego zostały odwrwane ze swojego podłoża i utworzyły kilka wielkich jednostek tektonicznych. Są to płaszczowiny: haligowiecka, pienińska, braniska i niedzicka, nasunięte jedna na drugą od południa ku północy. Pakiet płaszczowin skałkowych nasunął się na autochtoniczne osady grzbiecia czorsztyńskiego (sukcesja czorsztyńska) i jego południowego skłonu (sukcesja czertezicka). Natomiast w wyniku nasuwania się grzbiecia czorsztyńskiego na wciągana pod ten grzbiet południową część basenu magurskiego, do orogenu skałkowego przyrosła od północy wąska strefa akrecyjna silnie sfałdowanej jednostki Grajcarka, która w rejonie Małych Pienin nasunęła się nawet wstecznie na płaszczowinowy gmach skałkowy (Birkenmajer 1970).

Jako efekt górnokredowych fałdowań i nasunięć płaszczowinowych, na miejscu szerokiego niegdyś basenu morskiego, powstał łańcuch górski – orogen skałkowy, o szerokości prawdopodobnie nie przekraczającej 30 km. Orogen ten wynurzył się i uległ częściowej denudacji już w najwyższej kredzie, a następnie został przykryty stosunkowo cienkimi osadami fliszowymi paleogenu (paleocen-oligocen), ekspandującego ku południowi zewnętrznokarpackiego morskiego basenu magurskiego (Birkenmajer 1986a, b).

Kolejne fałdowanie nastąpiło w niższym miocenie, około 20 mln lat temu. Górnokredowe płaszczowiny skałkowe i ich podłoże (jednostki czorsztyńska i czertezicka) oraz ich paleogeńska pokrywa (osłona skałkowa) zostały wówczas spiętrzone, tworząc stromo nachylone, pionowe, często także obalone wstecznie ku południowi fałdy i łuski. Masywne skały wapienne jednostek czorsztyńskiej i czertezickiej popękały na bloki, przebijając bardziej plastyczne margle, łupki i utwory fliszowe kredy i paleogenu. Po wypreparowaniu przez wietrzenie i erozję, tworzą one dziś skałki (Birkenmajer 1958, 1979). Po tym skróceniu tektonicznym, pieniński pas skałkowy został zredukowany do wąskiej, najczęściej kilkukilometrowej szerokości strefy wielkiego szwu tektonicznego, pomiędzy sztywnym już wówczas

blokiem słowackim (jednostki tatrzańskie i ich podłoże), a tworzącą się na północy akrecyjną pryzmą płaszczowin fliszowych Karpat zewnętrznych. Od obydwu tych struktur pas skałkowy został oddzielony wielkimi granicznymi uskokami przesuwczymi – południowym i północnym, wzdłuż których horyzontalne przesunięcia mas skalnych kontynuowały się w ciągu około 6 mln lat aż do początku sarmatu (13,6 mln lat temu).

Po ustaniu ruchów przesuwczych wzdłuż północnej i południowej granicy pasa skałkowego, z ogniska magmowego, które utworzyło się w Pieninach prawdopodobnie na głębokości 10–12 km pod powierzchnią, w podłużne względem gmachu skałkowego uskoki wdarła się pod ciśnieniem magma andezytowa zastygając w postaci niezgodnych (dajki) i zgodnych (sille) intruzji pierwszej fazy, o wieku 12,8–11 mln lat. Tak powstał postkolizyjny pieniński łuk andezytowy – najbardziej północny łuk wulkaniczny Karpat, który wraz z analogicznymi wulkanitami Moraw i Zakarpackiej Ukrainy ma około 400 km długości.

Gmach skałkowy został z kolei poddany trzeciej kompresji górotwórczej, której efektem było powstanie systemu południkowych (NNW-SSE i NNE-SSW) uskoków przesuwczych, przemieszczających horyzontalnie zarówno struktury skałkowe, jak i południową część dopiero co powstałej płaszczowiny magurskiej, wraz z intruzjami andezytowymi pierwszej fazy. W szczeliny tych uskoków, otwartych na granicy sarmatu i pannonu (ok. 11 mln lat temu) wdarła się magma andezytowa drugiej fazy (Birkenmajer 1986a, b, 2003b; Birkenmajer, Pécskay 1999, 2000).

Schyłek epoki miocenijskiej, tj. pannon (11,0–7,0 mln lat) i pont (7,0–5,6 mln lat) oraz pliocen (dak – 5,6–3,7 mln lat i roman – 3,7–1,8 mln lat) i czwartorzęd (1,8 mln lat po dziś dzień) to w Pieninach okres działania lądowych czynników rzeźbotwórczych, przy współdziałaniu lokalnie zaznaczających się wznoszących i obniżających ruchów pionowych obszaru.

## RZEŻBA PIENIN

O rzeźbie Pienin, jak i całego pienińskiego pasa skałkowego, decyduje głównie charakter litologiczny i forma tektoniczna skał, które je tworzą.

Można tutaj wyróżnić dwie ich grupy: utwory skalicotwórcze i utwory dolinotwórcze (Birkenmajer 1958, 1979).

### *Utwory skalicotwórcze*

Są to odporne na wietrzenie kompleksy wapienne: formacja wapienia pienińskiego (jura górna–kreda dolna) – białe warstwowane wapienie krzemionkowe (rogowcowe) o miąższości przekraczającej 180 m w płaszczowinie pienińskiej; środkowojurajskie wapienie krynoidowe białe (formacja ze Smolegowej) i czerwone (formacja z Krupianki) oraz szare wapienie krynoidowo-rogowcowe (formacja z Flaków), łącznie osiągające do 180–200 m miąższości; górnójurajski czerwony wapień czorsztyński i nadległe wapienie najniższej kredy (formacje wapieni dursztyńskich, łyzańskich i spiskich), łącznie ponad 30 m miąższości.

Te utwory wapienne tworzą większość szczytów, urwisk i skalic, których kształt modyfikują ponadto liczne uskoki, w większości poprzeczne do równoleżnikowego gmachu skałkowego. W bramie Przełomu Czorsztyńskiego (Zielone Skałki–Zamek Czorsztyń) i w Przełomie Niedzickim (Czubata Skałka i wzgórze Zamku Dunajec w Niedzicy) skałki i skalne urwiska utworzone są głównie z środkowojurajskich wapieni krynoidowych (formacje ze Smolegowej i z Krupianki) oraz górnójurajsko-dolnokredowych wapieni bulastych, masywnych, krynoidowych, brachiopodowych i organodetrytycznych jednostki czorsztyńskiej (formacje wapienia czorsztyńskiego, wapieni dursztyńskich, łyzańskich i spiskich). Południową bramę Przełomu Niedzickiego (zapora główna wodnego zbiornika czorsztyńskiego) tworzą natomiast głównie wapienie pienińskie płaszczowiny braniskiej.

W jednostce czertezickiej (głównie w pasmie Czertezik – Zamkowa Góra, w rejonie rezerwatu Potoku Pienińskiego) – ogniwami skalicotwórczymi są środkowojurajskie wapienie krynoidowe (formacja ze Smolegowej, niekiedy także formacje z Krupianki i z Flaków) oraz formacja wapienia pienińskiego (jura górna–kreda dolna).

W płaszczowinach braniskiej i pienińskiej, na terenie Pienińskiego Parku Narodowego, główną formacją skalicotwórczą są białe wapienie rogowcowe (formacja wapienia pienińskiego). Te

właśnie wapienie tworzą wspaniałe strome ściany Przełomu Pienińskiego (Fot. 2), ponadto skałki i pasma skałek między Przełomem Niedzickim a Wąwozem Szopczańskim (Sobczańskim). Jako element skalicotwórczy dołączają się tutaj często radiolaryty (środkowo-górnojurajskie formacje z Sokolicy i z Czajakowej). Te najtwardsze skały Pienin rzadko jednak tworzą samodzielne skałki, gdyż zwykle są silnie strzaskane tektonicznie i pod wpływem wietrzenia łatwo ulegają rozpadowi na drobne fragmenty usuwane przez procesy stokowe.

Na terenie Pienin Czorsztyńskich i Pienin Spiskich (np. wzgórze Zamku Dunajec w Niedzicy) w kilku miejscach występują bloki tektoniczne ro-

zerwanej na fragmenty płaszczowiny niedzickiej, tworząc małe samodzielne skałki.

### *Utwory dolinotwórcze*

Są to pozostałe formacje pasa skałkowego: margle, łupki i wapienie jury dolnej-środkowej (formacje z Krempachów, ze Skrzypnego, z Harcygrundu, z Podzamcza), ponadto łupki, margle i wapienie margliste oraz utwory fliszowe kredy dolnej i górnej (formacje z Kapuśnicy, z Jaworek, fliszowa formacja sromowiecka), a także utwory fliszowe (łupki, piaskowce, zlepieńce) paleogenu osłony skałkowej.

Na pograniczu grup skalicotwórczej i dolinotwórczej można umieścić kompleks piaskow-



**Fot. 1.** Początek Przełomu Pienińskiego, widok na Trzy Korony (982 m). Szczyty tworzy pionowo sfałdowana formacja wapienia pienińskiego (jura górna-kreda dolna) płaszczowiny pienińskiej, zbocze nad Dunajcem tworzą kredowe margle i utwory fliszowe tej płaszczowiny. (Fot. M. Szajowski)

Entrance to the Pieniny Gorge, Trzy Korony Mt (982 m). Peaks are built of vertically folded Pieniny Limestone Formation (Upper Jurassic-Lower Cretaceous), slopes above the Dunajec River are formed of Cretaceous marls and flysch rocks of the same nappe. (Photo M. Szajowski)



**Fot. 2.** Grabczycha Niżna w Przełomie Pienińskim: pionowo sfałdowane ławice białych wapieni pienińskich płaszczowiny pienińskiej. (Fot. M. Szajowski)

Grabczycha Niżna hill, Pieniny Gorge: vertically folded white limestones (Pieniny Limestone Formation, Pieniny Nappe). (Photo M. Szajowski)

cowo-zlepieńcowy najwyższej kredy – formację jarmucką.

### *Rzeźba a tektonika*

Pomimo przeważającego wpływu odporności skał na rzeźbę terenu w obszarze Pienińskiego Parku Narodowego (PPN), nie wszystkie szczyty utworzone są ze skał twardych i nie wszystkie doliny i obniżenia morfologiczne ze skał miększych. Szczyty mogą być zbudowane ze skał mniej odpornych na wietrzenie i erozję, o ile są one ujęte w ramę skał twardszych (skalicotwórczych), często sfałdowanych pionowo. Podobnie, jeżeli kontaktują ze sobą dwa elementy skalicotwórcze, z których jeden jest bardziej masywny, drugi zaś bardziej strzaskany tektonicznie, choć twardy, to pierwszy z nich utworzy skalicę, drugi zaś zakłę-

ślność morfologiczną. Gdy kontaktują ze sobą dwa łatwo wietrzejące dolinotwórcze zespoły skalne, bardziej odporny na wietrzenie utworzy szczyt.

W znacznej części parku narodowego, jak i w pozostałej części górotworu skałkowego, zaznacza się **inwersja rzeźby**. Znaczy to, że szczyty zwykle odpowiadają strefom synklinalnym, doliny zaś – strefom antyklinalnym. Na terenie PPN, najwyższe i najpiękniejsze szczyty (Trzy Korony 982 m, Nowa Góra 902 m, Sokolica 747 m, Podskalnia Góra 743 m, Bystrzyk 704 m) to wapień rogowcowe skałkowej płaszczowiny pienińskiej, która wypełnia tutaj wielką depresję tektoniczną.

### *Rola uskoków*

Obszar PPN w rejonie Przełomu Pienińskiego jest gęsto pocięty systemem pionowych uskoków



**Fot. 3.** Zbójnicki Skok: zwężenie doliny przełomowej wyciętej w dolnokredowych marglach płaszczowiny pienięskiej. (Fot. M. Szajowski)

Photo 3. Zbójnicki Skok: rapids in the Pieniny Gorge formed of Lower Cretaceous marls (Pieniny Nappe). (Photo M. Szajowski)

przesuwczych wieku środkowioceńskiego, o przeważającym kierunku SSW-NNE. Zaznaczają się one tutaj w usytuowaniu ścian skalnych i żlebów, a na mapie geologicznej – w schodowym przebiegu granic utworów skalicotwórczych i dolinotwórczych. Na przykład, na grani Sokolej Perci (Czertezik-Czerteż w pasmie Pieninek) wielokrotne powtarzanie się skalicotwórczych wapieni krynowidowych ze Smolegowej i wapienia pienięskiego oraz skał miększych (margle kredowe) jednostki czertezickiej – to efekt pocięcia grani przez liczne południkowe uskoki przesuwcze.

Wielki uskok przesuwczy o kierunku SSE-NNW już dawno został rozpoznany na granicy pasa skałkowego z płaszczowiną magurską w Krościenku. Kontynuuje się on ku południowi w obręb gmachu skałkowego (Horwitz 1963, Birkenmajer 1958). Do tego kierunku dostosował się Dunajec opuszczający tutaj gmach skałkowy: na Zawiasach

(Zawiasach) odbija się on od ściany skalnej (wapień pienięski i radiolaryty z Czajakowej należące do płaszczowiny braniskiej), zmieniając kierunek z równoleżnikowego (między Szczawnicą Niżną a Krościenkiem) na południkowy – ku NNW.

Wiek tych uskoków został określony na granicę sarmatu i pannonu (11 mln lat) dzięki radiometrycznemu (K-Ar) datowaniu pienięskich intruzji andezytowych (Birkenmajer, Pécskay, 1999, 2000).

### *Rzeźba grzbietu górskiego Pienin*

Pienięski Park Narodowy obejmuje Pieniny Czorsztyńskie i Pieniny Właściwe (Klimaszewski, 1950–51; Birkenmajer 1958, 1979, 2003a). Grzbiet ten, o długości około 10 km, leży między odcinkami przełomowymi Dunajca koło Czorsztyna i koło Szczawnicy Niżnej (patrz niżej), jego szerokość wynosi zaś około 4 km. Od północy

ogranicza go subsekwentna dolina potoku Krośnica, od południa zaś – podłużna dolina Dunajca z odcinkami subsekwentnymi i przełomowymi.

**Poziom wierzchowinowy** zaznacza się na wysokości około 700–800 m n.p.m. W Pieninach wycięty on jest w silnie sfałdowanych jurajskich i kredowych utworach skałkowych, jak też w płatach erozyjnych równie silnie sfałdowanej fliszowej pokrywy paleogenu skałkowego. Ponad poziomem wierzchowinowym sterczy większość stromych skalic wapiennych (Flaki 805 m, Macelowa Góra 802 m, Nowa Góra 903 m, Trzy Korony 982 m, Sokolica 747 m). Poziom ten został utworzony pod działaniem erozji rzecznej, procesów wietrzeniowych i spływania stokowego prawdopodobnie w najwyższym miocenie – pannonie (11–7 mln. lat temu), już po zakończeniu pienińskiej działalności wulkanicznej (11–10 mln lat temu), której intruzje poziom ten przecina.

**Asymetria stoków Pienin.** Stoki Pienin Czorsztyńskich i Pienin Właściwych są asymetryczne wskutek zróżnicowanej budowy geologicznej. Stok północny obniża się najpierw stosunkowo łagodnie ku rozległym spłaszczeniom (utwory górnokredowe i paleogeńskie) na wysokości 620–680 m, a niżej – tworząc wyraźny załom – przechodzi w strome zbocze doliny Krośnicy. Stok ten rozcięty jest kilkoma potokami o wąskim dnie i stromych zboczach.

Stoki południowe ukształtowane są odmiennie: opadają one tutaj dwustumetrowymi ścianami skalnymi ku **zrównaniom** zaznaczającym się na wysokości około 600 m n.p.m. Ściany te, utworzone głównie z wapienia rogowcowego (formacja wapienia pienińskiego), są poorane żlebami i rozcięte jarami potoków, a w niższej partii okryte stożkami piargów. Opadają one albo bezpośrednio ku dolinie Dunajca, albo też przechodzą w rozległy



**Fot. 4.** Dunajec w Przełomie Pienińskim pod 400-metrowej wysokości ścianą silnie sfałdowanych wapieni pienińskich Sokolicy (747 m). Płaszczyzna pienińska. (Fot. M. Szajowski)  
Dunajec River flowing below 400-m high cliff of strongly folded Pieniny Limestone Formation of Mt Sokolica (747 m). Pieniny Nappe. (Photo M. Szajowski)



**Fot. 5.** Widok na meander Dunajca pod Sokolicą. (Fot. M. Szajowski)  
Aerial view of the Dunajec River meander below Mt Sokolica. (Photo M. Szajowski)

**poziom wyżynny**, zaznaczający się na wysokości około 100 m nad doliną Dunajca. Poziom ten został wycięty w mało odpornych na wietrzenie skałach marglistych i fliszowych górnej kredy.

**Asymetria ścian skalnych.** W Przełomie Pienińskim występowanie pionowych ścian skalnych jest zwykle uzależnione od przebiegających tędy południkowych (NNE-SSW) uskokuw przesuwczych. Wymienić tutaj można ściany wapienne Rygli Sokolicy, Ligarek i Fujarek oraz Skały Facimiech. Granice kompleksów skalnych (wapienie/margle) w Przełomie mają w większości przebieg równoleżnikowy, warstwy wapienia pienińskiego ustawione są pionowo lub zapadają stromo ku północy, przeważnie w pozycji tektonicznie odwróconej (tj. powierzchnie spągowe ławic wapieni znajdują się na górze, stropowe zaś pod spodem). Jest to efekt wstecznego

obalenia (ku południowi) fałdów i poszczególnych warstw płaszczowin górnokredowych pod wpływem dolnomiocenckiego przełażdowania. W efekcie, ściany skalne o południowej ekspozycji (Grabczycha, Siedem Mnichów, Ślimakowa Skała–Sokolica, Wylizana–Bystrzyk), czyli w kierunku obalenia struktur tektonicznych, są strome, zaś stoki meandrów eksponowane ku północy, czyli w kierunku zapadania warstw (Polana Facimiech, północne zbocza Holicy–Plecy Mnichów, zbocza na północ od Sokolicy) – znacznie bardziej łagodne.

#### *Czwartorzędowe systemy tarasowe*

Systemy tarasowe utworzone przez Dunajec w Przełomie Pienińskim mają w większości genezę erozyjno-akumulacyjną: na cokole skalnym, wzniesionym nieraz znacznie nad poziomem rzeki,



spoczywa kilkumetrowa pokrywa żwirowo-gliniasta (tarasy plejstoceny), albo też cały taras jest żwirowy, a jego baza odpowiada wysokościowo podstawie erozyjnej Dunajca (tarasy holoceny).

W północnych wrotach Przełomu Pienińskiego, między Wylizaną (prawy brzeg rzeki) a Krasem (lewy brzeg doliny) rozpoznano następujące **tarasy plejstoceny** o wieku określonym przez porównanie z analogicznymi tarasami Podhala: (1) taras zlodowacenia Mindel (58 m nad Dunajcem); (2) taras zlodowacenia Riss (29,5 m n.D.); (3) taras zlodowacenia Würm (22 m n.D.), ponadto **tarasy holoceny**: (4) taras 7.8–6.3 m n.D.; (5) taras 6,5 m n.D.; (6) taras 5,0 m n.D.; (7) taras 3,0 m n.D.; (8) taras 1.5 m n.D.

#### PROCESY KRASOWE W PIENINACH

Procesy krasowe w Pieninach są słabo wyrażone. W Przełomie Pienińskim i w pasmach na północ

i zachód od Trzech Koron, formacja wapienia pienińskiego (sukcesje: pienińska, braniska i czertezicka), pomimo znacznej miąższości i szerokiego rozprzestrzenienia, z uwagi na obecność znacznej domieszki krzemionki, nie należy do skał podatnych na krasowienie.

Krynoidowe wapienie jury środkowej sukcesji czertezickiej i czorsztyńskiej (formacje ze Smolegowej i Krupianki) oraz krynoidowo-rogowcowa formacja z Flaków (sukcesje: braniska i pienińska) mogłyby być znacznie bardziej jaskiniotwórcze, gdyby nie stosunkowo niewielkie rozmiary pionowo najczęściej ustawionych skałek tkwiących w słabo dla wody przepuszczalnych marglach, łupkach i marglistych wapieniach jury i kredy. Izolowane ciała wapienne w Pieninach mają zazwyczaj indywidualne poziomy odwodnienia, co ogranicza wielkość potencjalnych systemów krasowych (Birkenmajer 1958, 1979; Amirowicz i in. 1995).



**Fot. 6.** Zakończenie Przełomu Pienińskiego: z prawej skałka Wylizana (ujście pot. Leśnickiego), z lewej Sokolica (747 m). Silnie sfałdowane wapienie pienińskie płaszczowiny pienińskiej. (Fot. M. Szajowski)  
Termination of the Pieniny Gorge: Wylizana klippe at right, Mt Sokolica (747 m) at left. Strongly folded Pieniny Limestone Formation, Pieniny Nappe. (Photo M. Szajowski)

Na terenie polskiej części Pienińskiego Parku Narodowego rozpoznano ponad dwadzieścia stosunkowo niewielkich jaskiń przeważnie o założeniach tektonicznych (na uskokach i spękaniach tektonicznych), niekiedy z naciekami wapiennymi (Amirowicz i in. 1995).

#### ZRÓŻNICOWANIE DOLINY DUNAJCA W PIENINACH

Dolina Dunajca w Pieninach dzieli się na sześć odcinków o różnym stosunku do struktury geologicznej pienińskiego pasa skałkowego i obrzeżających go paleogeńskich utworów fliszowych.

**Odcinek I** obejmuje obszar od ujścia do Dunajca rzeki Białki (Dębno–Frydman) do bramy skalnej Przełomu Czorsztyńskiego (Zielone Skałki – wzgórze Zamku Czorsztyn). Na tym odcinku Dunajec wyerodował szeroką subsekwentną dolinę na granicy pienińskiego pasa skałkowego z utworami paleogeńskiego fliszu płaszczowiny magurskiej (Karpaty zewnętrzne). Dolina ta ma założenia uskoku wieku miocenijskiego. Na odcinku od Mizerej i Frydmana na wschodzie, po Orawę na zachodzie, panowała tu w miocenie i pliocenie aż po starszy plejstocen włącznie subsydencja, o czym świadczy występowanie floronośnych osadów słodkowodnych (Szafer 1954; Birkenmajer 1958, 1979), o miąższości przekraczającej 100 m w zapadlisku Frydmana (Niedzielski 1971, Birkenmajer 1978).

**Odcinek II** jest doliną przełomową. Między bramą skalną Przełomu Czorsztyńskiego na północy, a Przełomem Niedzickim (wzgórze Zamku Dunajec w Niedzicy – skałki Kapuśnicy) na południu, na trzykilometrowym odcinku Dunajec przebił się przez całą szerokość pienińskiego pasa skałkowego osiągając jego południowy kontakt z fliszem podhalańskim.

**Odcinek III.** Dolina Dunajca pomiędzy Przełomem Niedzickim a początkiem Przełomu Pienińskiego (Sromowce Niżne–Czerwony Klasztor: odcinek IV), na długości około 11 km, jest subsekwentną doliną erozyjną wyciętą przez rzekę w stosunkowo miękkich utworach kredowych margli i fliszu pasa skałkowego oraz kontaktujących z nimi od południa fliszowych utworach paleogenu

podhalańskiego. W środkowej części odcinka, u ujścia Straszego Potoku (Kąty koło Sromowiec Wyżnych – początek obecnego spływu Dunajcem po stronie polskiej) rzeka tworzy szeroki meander nacinający północnym zakolem pas skałkowy (Maelowa Góra – płaszczowina pienińska).

**Odcinek IV**, między Sromowcami Niżnymi–Czerwonym Klasztorem od południa, a Szczawnicą Niżną od północy, to właściwy Przełom Pieniński, o długości ponad 8 km. Przedzierając się ku północy przez górotwór skałkowy, który tworzy tutaj jego najwyższa jednostka tektoniczna – górnokredowa płaszczowina pienińska wypełniająca poprzeczną depresję tektoniczną, Dunajec wycina siedem meandrycznych pętli w twardych wapieniach rogowcowych jury górnej–kredy dolnej (Uhlig 1890a-c; Horwitz 1963; Birkenmajer 1958, 1979; Nemčok 1990a; = formacja wapienia pienińskiego – Birkenmajer 1977) i przełańdowanych z nimi miększych kredowych utworach marglistych i łupkowych tej płaszczowiny.

**Odcinek V.** Ostatni, najbardziej północny odcinek Przełomu Pienińskiego, od ujścia do Dunajca subsekwentnej doliny potoku Grajcarek (w Szczawnicy Niżnej) po Krościenko, o długości 1,3 km, to ponownie dolina subsekwentna wyrzeźbiona wzdłuż północnego kontaktu pasa skałkowego z paleogeńskim fliszem magurskim (płaszczowiną magurską), ale o przeciwnym niż na odcinku I kierunku cieku wodnego.

**Odcinek VI.** Opuszczając Pieniny, Dunajec radykalnie zmienia kierunek na północny, łagodnymi zakolami przecinając fliszowe pasmo górskie Gorców–Beskidu Sądeckiego, gdzie tworzy Przełom Kłodnego (Klimaszewski 1948).

#### POWSTANIE I WIEK PRZEŁOMU PIENIŃSKIEGO

##### *Przegląd poglądów*

Problemy powstawania i wieku Przełomu Pienińskiego od dawna intrygowały geologów i geomorfologów. Według historycznego przeglądu poglądów, pokrótce omówionych przez Zuchewicza (1982), w XIX wieku dominowała koncepcja wysunięta przez Staszica (w 1815 r.), że przełom powstał w wyniku przelania się wód

polodowcowych z Kotliny Nowotarskiej do Kotliny Krościenka. Zapałowicz (w 1913 r.) nawet uważał, że lodowce sięgały z Tatr aż po Nowy Targ, a „stary lodowiec tatrzański przeciskał się przez Pieniny” pozostawiając ślady materiału morenowego na wysokości około 800 m n.p.m. Natomiast Zuber w rok później sądził, że przełom zawdzięcza swe powstanie procesom krasowym działającym w plejstocenie.

Opierając się na monografii pienińskiego pasa skałkowego opracowanej przez Uhliga (1890a) i na jego mapach geologicznych w skali 1:75 000 (Uhlig 1890b, c), Limanowski i Nałkowski uznali w 1904 r. Przełom Pieniński za **epigenetyczny**, zakładając za Uhligiem, że skałki wapienne, w których dzisiaj przełom jest wycięty, były niegdyś przykryte przez mało odporne utwory „osłony” kredowo-paleogeńskiej, po których płynął swobodnie meandrujący Dunajec. Rzeka wcięła się stopniowo w utwory podłoża nie zmieniając jednak swego meandrycznego biegu, co spowodowało zakonserwowanie jej meandrów (podobny pogląd wypowiedział też Romer w 1905 r.).

Odmienne poglądy – o **antecedentnym** pochodzeniu przełomu, wypowiadali natomiast Sawicki (w 1909 r.), Pawłowski (w 1915 r.) i Klimaszewski (w latach 1934 i 1937). Przyjmowali oni, że przełom powstawał wtedy, gdy na drodze Dunajca zaczął się powoli wypiętrzać wał górski Pienin, a rzeka stopniowo wciniała się w podłoże nie zmieniając biegu i utrwalając swój meandryczny przebieg. Według Sawickiego, wiek przełomu miał odpowiadać pliocenowi.

W oparciu o nowe, szczegółowe zdjęcie geologiczne Pienin w skali 1:10 000, Birkenmajer (1958) zwrócił uwagę na tektoniczne uwarunkowania powstania przełomu, który znajduje się w obrębie maksymalnej depresji pienińskiego pasa skałkowego. Pogląd ten rozwinął Klimaszewski w latach 1961–1972, uznając Przełom Pieniński za przełom **strukturalny**.

Dalszą modyfikację poglądów na powstanie Przełomu Pienińskiego przedstawił Birkenmajer (1979), który – na podstawie nowszych danych o wieku neogeńskich osadów słodkowodnych w otoczeniu Pienin określił początek tworzenia się przełomu na górny miocen i dolny pliocen. W owym czasie Kotlina Nowotarska miała być

odwadniana w kierunku wschodnim poprzez system rzek Białki i Białego Dunajca, uchodzące do Popradu („Dunajec popradzki”). Natomiast północne stoki Pienin były odwadniane ku północy przez system „Dunajca sądeckiego”. W wyniku silnego wcinania się rzeki w dźwigający się w tym czasie obszar Pienin i Małych Pienin, Dunajec sądecki przechwycił (skaptował) system rzeczny Białki–Białego Dunajca. Dalsze pogłębianie meandrów Dunajca następować miało w górnym pliocenie i w ciągu całego plejstocenu (Birkenmajer 1979). Przełom Pieniński należałoby w tym ujęciu uznać za przełom erozji wstecznej, czyli **regresyjny** (Zuchiewicz 1982). Zuchiewicz przyjmuje, że początek formowania się Przełomu Pienińskiego i Przełomu Niedzickiego przypadał na środkowy pliocen, „jednakże bardziej prawdopodobne wydaje się umieszczenie zasadniczego okresu powstawania przełomów we wczesnym czwartorzędzie”. Sugeruje on zarazem, że w pliocenie Dunajec mógł płynąć od Czorsztyna „przez Przełęcz Snozkę i dolinę Krośnicy, a dalej ku wschodowi płynął doliną Grajcarka w stronę Kotliny Litmanowskiej nad Popradem”.

## WNIOSKI

Pomimo tylu rozmaitych poglądów na wiek i sposób powstania przełomowej doliny Dunajca w Pieninach, wydaje się, że sprawa ta nie może być na obecnym etapie jeszcze definitywnie rozstrzygnięta. Oczywiście, poglądy o bezpośrednim związku powstania przełomu z lodowcami tatrzańskimi należy uznać za przestarzałe, gdyż nie mamy dowodów na to, że plejstocenijskie lodowce tatrzańskie kiedykolwiek sięgnęły aż po Pieniny, czy nawet po Nowy Targ. Charakter słodkowodnych utworów neogenu i czwartorzędu na Podhalu wyklucza możliwość utworzenia się w tym czasie wielkiego jeziora zatamowanego przez dźwigający się grzbiet górski Pienin, przez który jego wody miały się przelać ku północy, wycinając meandry w zróżnicowanych pod względem twardości skałach pasa skałkowego.

Szczegółowe zdjęcie geologiczne w skali 1:5000 wykonane przez autora niniejszego artykułu w ostatnich latach dla Dyrekcji Pienińskiego Parku Narodowego pozwala na stwierdzenie, że

nigdzie na terenie Pienin nie występują żwiry pochodzenia tatrzańskiego na poziomie wyższym niż około 60 m ponad łożyskiem Dunajca (obszar Krasu: taras fluwioglacjany Mindel, 58 m n.D.). Rzekome „żwiry tatrzańskie” na poziomach wyższych, aż do 800 m n.p.m. (u starszych autorów), to zwierzelina egzotycznych zlepieńców górno-kredowych i paleogeńskich. Podobnego pochodzenia są też rzekome żwiry tatrzańskie w „stropie słodkowodnych osadów pliocenu w Krościenku” uznane przez Zuchewicza (1982, za Żytką 1963 r.) jako dowód na niegdysiejszy przepływ Dunajca od Czorsztyna przez Przełęcz Snozkę do Krościenka i dalej ku wschodowi na Słowację.

Na wysokości 700–800 m n.p.m. (poziom wierzchowinowy) na grzbiecie Pienin Czorsztyńskich i Właściwych, między Sromowcami Wyżnymi–Krośnicą na zachodzie, a Szczawnicą Niżną na wschodzie (i jeszcze dalej ku wschodowi wzdłuż grzbietu Małych Pienin), autor stwierdził występowania licznych, nieznanymi przedtem, płatów skałkowego fliszu paleogeńskiego, silnie sfałdowanych razem z utworami jurajsko-kredowymi. Na poziomie wierzchowinowym erozja rzeczna w stosunkowo miękkich utworach tego fliszu mogła łatwo doprowadzić do powstania meandrów omijających wysterczające z niego skałki wapienne. Dzisiejszy meandryczny przebieg Dunajca w Przełomie Pienińskim może być zatem odziedziczony po planie wytworzonym przez drugorzędną rzekę już w późnym miocenie (11–7 mln lat temu?). Pogłębiając swoje koryto, rzeka ta wciąga się z kolei w skomplikowaną strukturę jurajsko-kredową pasa skałkowego, w której jej meandry zostały ustabilizowane tak dalece, że nie nastąpiło odcięcie przez erozję boczną starorzeczy, pomimo występowania szerokich stref łatwo erodowanych miękkich utworów marglistych kredy przefaldowanych z wapieniem pienińskim.

Ta meandrująca rzeka, prawdopodobnie wówczas dopływ Dunajca popradzkiego, mogła z kolei zostać przechwycona przez wstecznie erodujący Dunajec sądecki, który w ten sposób skaptował bogaty w wodę podhalański system rzeczny Dunajca popradzkiego. Natomiast problem wieku poszczególnych etapów oraz kierunków rozwoju sieci rzecznej i lokalizacji dróg odwodnienia wschodniego Podhala i Pienin w okresie po-

czątkowym (późny miocen–?wczesny pliocen) wymaga dalszej analizy dostępnych materiałów geologicznych i geomorfologicznych.

## PIŚMIENNICTWO

- Amirowicz A., Baryła J., Dziubek K., Gradziński M. 1995. Jaskinie Pienińskiego Parku Narodowego. — Pieniny – Przyroda i Człowiek, **3**: 3–57.
- Birkenmajer K. 1958. Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym, cz. I–IV. — Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa. ss. 350.
- Birkenmajer K. 1970. Przedeoceńskie struktury fałdowe w pienińskim pasie skałkowym Polski. — *Studia Geologica Polonica*, **31**: 1–77.
- Birkenmajer K. 1977. Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. — *Studia Geologica Polonica*, **45**: 1–159.
- Birkenmajer K. 1978. Neogene to Early Pleistocene subsidence close to the Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians. — *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, **12**: 17–28.
- Birkenmajer K. 1979. Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym. — Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, ss. 237.
- Birkenmajer K. 1986a. Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. — *Studia Geologica Polonica*, **88**: 7–32.
- Birkenmajer K. 1986b. Zarys ewolucji geologicznej pienińskiego pasa skałkowego. — *Przegląd Geologiczny*, **6(398)**: 293–304.
- Birkenmajer K. 2003a. Aktualne problemy geologiczne Pienin. — *Pieniny – Przyroda i Człowiek*, **8**: 33–40.
- Birkenmajer K. 2003b. Post-collisional late Middle Miocene (Sarmatian) Pieniny Volcanic Arc, Western Carpathians. — *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, **51(1)**: 79–89.
- Birkenmajer K., Pécskay Z. 1999. K-Ar dating of the Miocene andesite intrusions, Pieniny Mts, West Carpathians, Poland. — *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, **47** (2–3): 155–169.
- Birkenmajer K., Pécskay Z. 2000. K-Ar dating of the Miocene andesite intrusions, Pieniny Mts, West Carpathians, Poland. A supplement. — *Studia Geologica Polonica*, **117**: 7–25.
- Horwitz L. 1963. Budowa geologiczna Pienin. Wyd. pośmiertne pod red. K. Birkenmajera. — *Prace Instytutu Geologicznego*, **38**: 1–152.
- Klimaszewski M. 1948. Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. — *Acta Geographica Universitatis Wratislaviensis*, B, **7**: 1–233.
- Klimaszewski M. 1950–51. Rzeźba Podhala. — *Czasopismo Geograficzne*, **21/22**: 237–250.

- Nemčok J. (red.) 1990a. Geologická mapa Pienin, Čergova, L'ubovnianskej a Ondavskej Vrchoviny. — Regionalne Geologické Mapy Slovenska, 1:50 000. Geologický Ústav D. Štúra (Bratislava).
- Nemčok J. (red.) 1990b. Vysvetlivky ku geologickej mape Pienin, Čergova, L'ubovnianskej a Ondavskej Vrchoviny. — Geologický Ústav D. Štúra (Bratislava), ss. 131.
- Niedzielski H. 1971. Tektoniczne pochodzenie wschodniej części Kotliny Nowotarskiej. — Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, **41**: 397–408.
- Szafer W. 1954. Pliocena flora okolic Czorsztyna i jej stosunek do plejstocenu. — Prace Instytutu Geologicznego, **11**: 1–238.
- Uhlig V. 1890a. Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen. II. Der pieninische Klippenzug. — Jahrbuch d. Geologischen Reichs-Anstalt (Wien), **40**(3–4): 559–824.
- Uhlig V. 1890b. Geologische Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie, k. k. Geologisches Reichs-Anstalt, Zone 8, Kol. XXII, Neumarkt (Nowy Targ) und Zakopane, Wien (wyd. także Atlasu Geologicznego Galicyi — Komisja Fizyograficzna Akademii Umiejętności, Kraków 1914).
- Uhlig V. 1890c. Geologische Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie, k.k. Geologisches Reichs-Anstalt, Zone 8, Kol. XXIII, Alt Lublau (Stara Lubowla) und Szczawnica, Wien. (wyd. także Atlasu Geologicznego Galicyi — Komisja Fizyograficzna Akademii Umiejętności, Kraków 1914).
- Widz D. 1991. Les radiolaires du Jurassique supérieur des radiolarites de la zone des Klippes de Pieniny (Carpathes Occidentales, Pologne) — Revue de Micropaléontologie (Paris), **34**(3): 231–260.
- Zuchiewicz W. 1982. Geneza przełomu Dunajca przez Pieniny. — Wszechświat, **83**(10–11): 169–173.

## SUMMARY

The Dunajec River Gorge in the Pieniny Mountains, West Carpathians, is part of the Pieniny National Parks of Poland and Slovakia. The river flows north at 450–420 m a.s.l. in a narrow meandering valley some 8 km long, cutting hard Jurassic-Cretaceous siliceous limestones (Pieniny Limestone Formation) and much softer Cretaceous marls intercalated with flysch rocks. These rocks are part of the Upper Cretaceous Pieniny Nappe. Vertical white limestone walls of the gorge rise up to about 400 m above the river, making up a magnificent scenery listed among the most beautiful nature preserves of Europe.

The area of the Pieniny Mountains belongs

to a geological unit known as the Pieniny Klippen Belt. This is a unique, very strongly folded tectonic zone some 600 km long but only a few kms wide, which separates the Inner from the Outer Carpathians. From early Triassic (some 420 Ma = million years ago), to latest Cretaceous (c. 65 Ma), a marine furrow, known as the Klippen Basin, existed in the northern branch of the Tethys Ocean. During most of its geological history, the basin was bordered in the north by a submarine ridge (Czorsztyn Ridge), and extended as far south as the Hightatric Ridge of the present Inner Carpathians (Slovak Block). During Cretaceous, the basin, while maintaining its length, underwent a considerable shortening due to gradual subduction of its oceanic basement under the overriding Andrusov Ridge that had emerged at its southern rim. First folding, at the Cretaceous/Palaeogene boundary (some 60–40 Ma ago), had resulted in formation of several Alpine-type nappes thrust northward over the Czorsztyn Ridge. The resultant Klippen orogen was, probably, no more than 30 km wide.

Following a brief period of subaerial erosion, the marine Magura flysch basin of the Outer Carpathian domain encroached southward, and a relatively thin Palaeogene sedimentary cover was laid down upon folded Klippen.

During second folding, at the beginning of Miocene epoch (about 20 Ma), the Pieniny Klippen Belt had been compressed between the southern Slovak Block (continental plate) and an accretionary pile of flysch nappes that began to emerge in the north. The southern and northern margins of the Klippen orogen became transformed into longitudinal strike-slip faults delimiting the very strongly tectonically rebuilt Late Cretaceous Klippen orogen.

At about 11 Ma (Middle/Late Miocene), the Pieniny Klippen orogen became dissected by a system of roughly meridional (NNE-SSW, NNW-SSE) strike-slip faults that had also displaced a swarm of late Middle Miocene (Sarmatian) andesite dykes and sills. These intrusions, cutting northern margin of the Pieniny Klippen Belt, and the adjacent southern margin of the Magura flysch nappe, are part of the Pieniny Volcanic Arc some 400 km long.

Fluvial erosion, weathering, and slope movements, acted in the Pieniny Range ever since Late Miocene (10–5.3 Ma). They contributed to development of a high (700–800 m a.s.l.) planation level upon which an ancient river meandered among some hard Jurassic-Cretaceous limestone klippe sticking out of much softer Palaeogene flysch cover of the Pieniny Klippen Belt. River

bottom erosion cut deeper and deeper exhuming strongly folded, meridionally faulted core of the Pieniny Range built of its highest tectonic unit – the Pieniny Nappe. Upon reaching down to its hard limestones, the river's meanders became stabilized so that during Pliocene (5.3–1.8 Ma) and Quaternary (1.8 Ma to present) epochs, they did not change their course in the Dunajec River Gorge.