

Kras tatrzański — rozwój wiedzy w ostatnich trzydziestu latach

Michał Gradziński¹, Helena Hercman², Ditta Kicińska³,
Grzegorz Barczyk⁴, Pavel Bella⁵, Peter Holúbek⁶



M. Gradziński



H. Hercman



D. Kicińska



G. Barczyk



P. Bella



P. Holúbek

Karst in the Tatra Mountains — developments of knowledge in the last thirty years. *Prz. Geol.*, 57: 674–684.

Abstract. The paper presents the latest results of studies on karst phenomena in the Tatra Mountains. Three periods of pre-Neogene karstification have been identified, that is Middle to Late Triassic, Albian and Palaeocene to Early Eocene. Up to now, 1168 caves have been registered in the Tatra Mts: 805 in Poland and 363 in Slovakia. Their total length exceeds 175 km. Wielka Śnieżna Cave from Mt. Małolącziak (Czerwone Wierchy Massif), with its total length of more than 23 km and vertical extent 824 m, is the deepest and longest of those hitherto found in this region. In the recent years the idea on hydrothermal origin of a number of caves in this area has been put forward. Other caves formed under phreatic conditions display numerous phreatic loops. Therefore, spatial distribution of these caves does not mark the former position of a water-table. The direction of palaeoflow was generally similar to that of the modern karst drainage. The U-series dating of speleothems has revealed that the phreatic stage in development of some caves ended earlier than 1.2 Ma. The mean rate of valley deepening during the last 200 ka was estimated at 0.2–0.3 m/ka. The microbial origin of moonmilk deposits, which are very common in the Tatra caves, has been put forward. The analyses of speleothem isotopic composition show that not only temperature but also migration path of feeding water can govern the $\delta^{18}O$ values. The palaeontological and archaeological findings in the Tatra caves are scarce. Presently, the cave lion bones and skulls accompanied by numerous bones of a cave bear were found in a Slovak cave (Medvedia jaskyňa). Dye-tracing tests, both in Polish and Slovak parts of the mountains, have been conducted to confirm connections between particular sink-holes and karst springs. The stable isotopic composition of karst-spring water and water residence time based on tritium content have been studied as well.

Keywords: palaeokarst, caves, speleothems, cave palaeontology, karst drainage, Tatra Mountains

Zjawiska krasowe, a zwłaszcza jaskinie, od stuleci budziły zainteresowanie podróżników przybywających w Tatry. Ich naukowe poznawanie rozpoczęło się w XIX w. prawie równocześnie z badaniami innych zagadnień geologii tatrzańskiej. Tematyka krasowa zagościła na trwale w popularnych opracowaniach dotyczących geologii Tatr (Passendorfer, 1983) i w przewodnikach geologicznych po Tatrach (Kotanski, 1971; Mišik, 1976; Bac-Moszaszwili & Gąsienica-Szostak, 1990). Szeroko była prezentowana także na zjeździe Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Zakopanem w 1979 r. Właśnie z okazji tego zjazdu został opublikowany na łamach *Przeglądu Geologicznego* przeglądowy artykuł poświęcony zjawiskom krasowym Tatr (Głazek i in., 1979). Od tego czasu tematyka krasu i jaskiń tatrzańskich została podsumowana w dwóch kolejnych artykułach autorstwa Głazka (1996) oraz Głazka i Grodzickiego (1996), a wybrane zagadnienia także w opracowaniach Małeckiej (1993), Hercman (1993), Głazka (1995) i Barczyka (2008).

Celem artykułu jest podsumowanie postępu wiedzy o krasie tatrzańskim w ciągu ostatnich trzydziestu lat. Z uwagi na ograniczoną objętość tekstu zawiera on jedynie subiektywny wybór najciekawszych zagadnień opracowanych w tym czasie zarówno w polskiej, jak i słowackiej części Tatr (zob. ryc. 1).

Kras przedneogeński

Głazek (1989) w monograficznym opracowaniu dotyczącym krasu kopalnego w Polsce wspomina, na podstawie wcześniej publikowanych danych, o albskim krasie z jednostki wierchowej Tatr. W późniejszych latach badania sedymentologiczne i biostratygraficzne węglanowych skał tatrzańskich pozwoliły udokumentować istnienie przynajmniej trzech generacji paleokrasu powstałych w kilku etapach krasowienia.

Najstarszy etap krasowienia przypadał na trias. W czasie triasu środkowego krasowieniu ulegały skały osadowe

¹Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków; michal.gradzinski@uj.edu.pl

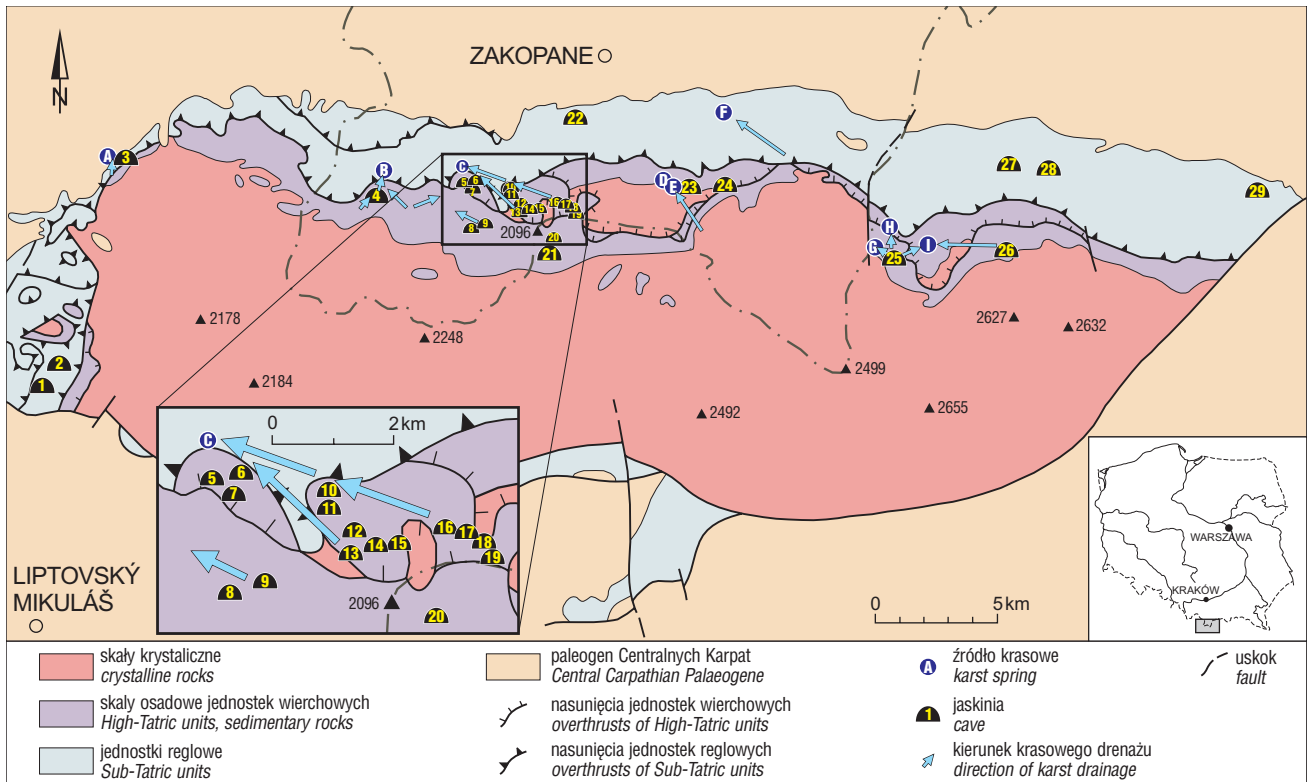
²Instytut Nauk Geologicznych PAN, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa; hhercman@twarda.pan.pl

³Instytut Geologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, ul. Maków Polnych 16, 61-606 Poznań; kicinska@amu.edu.pl

⁴Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; gb59@uw.edu.pl

⁵Štátna ochrana prírody Slovenskej republiky, Správa slovenských jaskýň, Hodžova 11, 031 01 Liptovský Mikuláš; bella@ssj.sk

⁶Slovenské múzeum ochrany prírody a jaskyniarstva, Školská 4, 031 01 Liptovský Mikuláš; holubek@smopaj.sk



Ryc. 1. Rozmieszczenie wymienianych w tekście jaskiń, źródeł krasowych i kierunki współczesnych przepływów krasowych na tle głównych jednostek geologicznych Tatr przedstawionych wg Bac-Moszaszwili i in. (1979)

Fig. 1. Distribution of caves, karst springs and direction of karst drainage, main geological units after Bac-Moszaszwili et al. (1979)

jaskinie /caves: 1 — Medvedia, 2 — Dupnica, 3 — Brestovská, 4 — Szczelina Chochołowska, 5 — Zimna, 6 — Naciekowa, 7 — Czarna, 8 — Psia, 9 — Wysoka—Za Siedmiu Progami, 10 — Miętusia Wyżnia, 11 — Miętusia, 12 — Studnia w Kazalnicy, 13 — Mała w Mułowej, 14 — Ptasia Studnia—Lodowa Litworowa, 15 — Kozia, 16 — Zośka—Zagonna Studnia, 17 — Śnieżna Studnia, 18 — Wielka Śnieżna, 19 — Siwy Kocioł, 20 — Nová Kresanica, 21 — Zadný úplaz, 22 — Dziura, 23 — Kasprowa Niżnia, 24 — Magurska, 25 — Mesačný tieň, 26 — Čiernohorský jaskynný systém, 27 — Nová éra, 28 — Tristarská, 29 — Belianska

źródła/springs: A — Brestovská vyvieracka, B — Wywierzysko Chochołowskie, C — Lodowe Źródło, D — Wywierzysko Bystrej, E — Wywierzysko Goryczkowe, F — Wywierzysko Olczyskie, G — wywierzyska w Dolinie Białej Wody/karst springs in Białej Wody Valley, H — wywierzyska w Dolinie Szerokiej/karst springs in Široká Valley, I — wywierzyska w Dolinie Jaworowej, m.in. wpływ z jaskini Mokrá diera/karst springs in Javorová Valley including Mokrá diera resurgence

stanowiące dzisiejsze jednostki wierchowe. Pierwotnie osady były deponowane w obrębie rozległej platformy węglanowej, której fragmenty w anizyku podlegały epizodycznym emersjom umożliwiającym rozwój zjawisk krasowych (Jaglarz & Szulc, 2003). Skrasowiałe powierzchnie są pokryte czerwonym materiałem pochodzącym z rozmywanych pokryw *terra rossa* i są przykryte przez młodsze morskie skały węglanowe (ryc. 2). Kras ten ma charakter syndepozycyjny. W jednostkach reglowych krasowo rozmyty jest strop płytkowodnych osadów lądynu, co zaznacza się w jednostkach Hawrania i Suchego Wierchu (Rychliński & Szulc, 2005; Rychliński, 2008). Ponad skrasowiałą powierzchnią znajdują się klastyczne osady kajpru.

Wyraźna niezgodność przykryta przez różnorodną osady formacji z Zabijaka od dawna była interpretowana jako efekt krasowienia platformy węglanowej podczas emersji wczesnokredowej. Masse i Uchman (1997) udokumentowali, że górna granica niżej leżących wapieni urgońskich, należących do formacji z Wysokiej Turni, jest diachroniczna i w jednostce Giewontu przypada na apt górny, a w wierzchowej jednostce autochtonicznej na alb. Zmiany diagenetyczne, jak wzrost porowatości i cementacja meteoryczna, sięgają do 30 m w dół w podłożu wapieni urgońskich

(Krajewski, 2003). Omawiana niezgodność jest miejscami bezpośrednio przykryta przez czerwone osady z hematytem, wyróżnione jako warstwa(y) Ku Stawku (Krajewski, 2003) i interpretowane jako reziduum powstałe w lądowych warunkach, częściowo przerabiane



Ryc. 2. Przekrój powierzchni syndepozycyjnego krasu w węglanach triasu środkowego jednostki Giewontu. Fot. M. Gradziński

Fig. 2. Cross-section through syndepositional palaeokarst surface within Middle Triassic carbonates, Giewont unit. Photo by M. Gradziński

i redeponowane w środowisku morskim. Osady te wypełniają także żyły neptuniczne tnące węglanowe podłoże. W wielu miejscach wspomniana niezgodność jest przykryta przez skondensowane wapienie z glaukonitem, fosforanowymi stromatolitami i onkoidami, zawierające liczne amonity, które wskazują na górną część albu dolnego–alb górny (Marcinowski & Wiedmann, 1990; Rakús i in., 1995). W świetle wyników tych badań procesy krasowe zachodziłyby w przedziale wiekowym późny apt–najwyższy wczesny alb.

Kolejny etap wynurzenia skał tatrzańskich przypada na paleogen i poprzedza transgresję eoceńską. Głazek (2004), na podstawie analizy zmian miąższości i facji zlepieńców eoceńskich, sugeruje, że w rejonie Hrubego Regła rozwinęła się wówczas obszerna krasowa depresja, o deniwelacji do ok. 150 m, mająca, być może, charakter polja. Następnie została ona wypełniona czerwonymi i szarymi zlepieńcami. O krasowym rozpuszczaniu skał tatrzańskich poprzedzającym transgresję eoceńską pośrednio świadczy obecność kopalnych martwic wapiennych rozpoznanych ostatnio w Dolinie Suchej Wody w spagu sekwencji zlepieńców eoceńskich (Gradziński i in., 2006).

Jaskinie Tatr — stan liczebny i rozmieszczenie

W ciągu omawianych trzydziestu lat tak w polskiej, jak słowackiej części Tatr odkryto wiele nowych jaskiń o znacznej długości i głębokości (ryc. 3 — patrz str. 723). Dokonano też licznych odkryć we wcześniej znanych jaskiniach. Stan wiedzy na temat jaskiń tatrzańskich został usystematyzowany dzięki podsumowującym publikacjom wydanym zarówno w Polsce, jak i na Słowacji. W latach 1991–2004 opublikowano jedenaście tomów inwentarza *Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego* (Grodzicki, 1991, 1993a, 1993b, 1994, 1995, 1996, 1999, 2000, 2002a, 2002b, 2004). Wprawdzie opracowanie to nie jest wolne od różnego rodzaju błędów i nieścisłości, co spowodowało, że spotkało się z krytyką (Wójcik, 1992; Gradziński, 1995; Bartoszewski, 2000), lecz bez wątpienia stanowi pierwszą próbę systematycznego przedstawienia stanu wiedzy o jaskiniach polskiej części Tatr od czasu opublikowania przez Kowalskiego (1953) monografii jaskiń tego terenu. Materiały zawarte w inwentarzu doskonale obrazują różny stopień poznania poszczególnych jaskiń tatrzańskich, przy czym warto zaznaczyć, że jaskinie eksplorowane w ciągu ostatnich trzydziestu lat zazwyczaj mają wiarygodną dokumentację. Inwentarz jest też dobrym punktem wyjścia do prowadzonych w terenie uzupełnień, których wyniki są na bieżąco umieszczane na stronach internetowych (np. Bartoszewski, 2009; Nowak, 2009). Natomiast na Słowacji ostatnio dwukrotnie został opublikowany spis wszystkich jaskiń tego kraju, w tym jaskiń tatrzańskich (Bella & Holúbek, 1999; Bella i in., 2007). Spis ten zawiera odwołania do podstawowej literatury, natomiast dokumentacja większości jaskiń jest na bieżąco publikowana, a także archiwizowana w Słowackim Muzeum Ochrony Przyrody i Speleologii (Slovenské múzeum ochrany prírody a jaskyniarstva) w Lip-towskim Mikulaszu.

Obecnie w Tatrach jest zewidencjonowanych łącznie 1168 jaskiń, z czego w Polsce 805, a na Słowacji 363 (Bella i in., 2007; Nowak, 2009). Łączna długość tych jaskiń przekracza 175 km. W Polsce jaskinie krasowe rozmieszczone są głównie w węglanowych skałach Tatr Zachodnich, a podrzędnie w reglach Tatr Wysokich (ryc. 1). Przeważającą część jaskiń znajduje się w szeroko rozumi-

nym masywie Czerwonych Wierchów pomiędzy Doliną Kościeliską a górną częścią Doliny Kondratowej. Natomiast na Słowacji jaskinie krasowe występują w Tatrach Bielskich, niewielkim fragmencie Tatr Wysokich pomiędzy dolinami Białki i Jaworową, a także w Tatrach Zachodnich (ryc. 4 — patrz str. 723).

Poza dominującymi jaskiniami o genezie krasowej w Tatrach są także znane jaskinie niekrasowe. Są to przede wszystkim obiekty niewielkie, np. rozwinięte w granitoidach, skałach metamorficznych i kwarcytowych piaskowcach triasu dolnego. Także część małych jaskiń i pewne fragmenty większych jaskiń tatrzańskich uformowanych w skałach węglanowych powstały na skutek grawitacyjnego rozwierania szczelin. Przykładem mogą tu być jaskinie Nová Kresanica o głębokości 200 m i Zadný úplaz o głębokości 165 m (ryc. 5 — patrz str. 723; Holúbek, 1994; Holúbek & Šmoll, 1995).

Najdłuższą i najgłębszą jaskinią Tatr jest Jaskinia Wielka Śnieżna mająca obecnie pięć otworów. Jej długość przekracza 23 km, a deniwelacja wynosi 824 m. Jaskinia ta znajduje się pod granią prowadzącą ku północy z Małolączniaka pomiędzy dolinami Małej Łąki i Mułową. W jaskini tej poczyniono znaczące odkrycia w latach 90. ubiegłego wieku, które m.in. doprowadziły do połączenia jej z Jaskinią Wielką Litworową. Drugą co do długości jaskinią tatrzańską jest Mesačný tieň, odkryta w początku tego stulecia, osiągająca długość 19 200 m i mająca deniwelację 451 m (Šmida, 2008). Inne znaczące odkrycia ostatnich trzydziestu lat to Jaskinia Mała w Mułowej (długość 3760 m, deniwelacja 555 m), Jaskinia Kozia (długość 3470 m, deniwelacja 389 m), Siwy Kocioł (długość 800 m, deniwelacja 295 m), jaskinia Zośka–Zagonna Studnia (długość 600 m, deniwelacja 163 m) — nieznanne wcześniej jaskinie w Czerwonych Wierchach, a także Tristarská jaskyňa (długość 600 m, deniwelacja 201 m) i Nová éra (długość 267 m, deniwelacja 121 m) w Bielskich Tatrach, Čiernohorský jaskynný systém (Jaskinia Czarnogórska; długość 2360 m, deniwelacja 232 m) w Dolinie Jaworowej, Nová Kresanica (długość 820 m, deniwelacja 200 m) oraz Zadný úplaz (długość 550 m, deniwelacja 165 m) w południowych stokach masywu Czerwonych Wierchów. Istotne odkrycia poczyniono także w znanych wcześniej jaskiniach, takich jak Śnieżna Studnia (długość 12 050 m, deniwelacja 763 m), Wysoka–Za Siedmiu Progami (długość 11 660 m, deniwelacja 435 m), Ptasia Studnia–Jaskinia Lodowa Litworowa (długość 6283 m, deniwelacja 352 m), Studnia w Kazalnicy (długość 1000 m, deniwelacja 244 m) oraz Brestovská jaskyňa (długość 1890 m).

Pomimo znaczących odkryć pod względem głębokości jaskinie tatrzańskie w porównaniu do jaskiń na świecie, a nawet w górach Europy zajmują zdecydowanie niższe pozycje niż przed trzydziestoma laty. Wówczas Jaskinia Wielka Śnieżna o głębokości 783 m znajdowała się na 24. pozycji na świecie (Głazek i in., 1979). Obecnie, pomimo pogłębienia, zajmuje dopiero 156. miejsce (Gulden, 2009). Jest to efektem niezwykle dynamicznego postępu w poznaniu jaskiń na świecie w ostatnich trzydziestu latach.

Geneza jaskiń — rozwój poglądów

Badania dotyczące genezy jaskiń były prowadzone w Tatrach od dawna, a ich wyniki były kilkakrotnie podsumowywane (np. Głazek i in., 1979; Głazek, 1995; Głazek & Grodzicki, 1996). Na podkreślenie z pewnością zasługuje fakt, że oryginalna koncepcja opracowana przez Głazka



Ryc. 6. Kotły w stropie Jaskini Bielskiej (Belianska jaskyňa) (maksymalna szerokość 3 m). Fot. P. Bella

Fig. 6. Ceiling cupolas in Belianska Cave (maximum width — 3 m). Photo by P. Bella

i in. (1977) w drugiej połowie lat 70. ubiegłego wieku, wiążąca genezę wysoko położonych pionowych jaskiń tatrzańskich, a także pionowych partii w innych jaskiniach z działaniem wód z topniejących lodowców, na trwale weszła do literatury światowej (ryc. 3). Jest ona cytowana m.in. w klasycznych podręcznikach Jenningsa (1985), Forda i Williamsa (1989, 2007) oraz Palmera (2007).

Ostatnie lata przyniosły także rozwinięcie i udokumentowanie tezy wysuniętej przez Bac-Moszaszwili i Rudnickiego (1978) o termalnym etapie rozwoju jaskiń tatrzańskich. Prace dotyczące tych zagadnień prowadzono w Jaskini Bielskiej (Belianska jaskyňa) i w jaskiniach Doliny ku Dziurze.

Przez dłuższy czas dominował pogląd o genetycznym związku Jaskini Bielskiej z odwodnieniem plioceńskiej powierzchni zrównania Kobyłego Wierchu, uformowanej na wysokości ok. 1100 m n.p.m., i drenażem wód ku wciętemu kanionowi Białej. Uważano, że główny etap rozwoju tej jaskini przypadał na wczesny plejstocen lub późny pliocen (por. Wójcik, 1968 i cytowana tam literatura). Jednakże przestrzenne rozmieszczenie korytarzy jaskiniowych, rzeźba stropu tej jaskini i brak gruboziarnistych osadów allochtonicznych wskazują na inne pochodzenie (ryc. 6; Bella & Pavlarčík, 2002; Bella i in., 2005). We frakcji ciężkiej osadów drobnoziarnistych dominuje dolomit (do 90%), co sugeruje, że są one złożone z materiału lokalnego i mają charakter rezydualny. W obrębie warstw wykazujących normalną polaryzację stwierdzono występowanie 2–3 sekcji odwrotnie namagnetyzowanych (Pruner i in., 2000). Datowanie metodą Th/U polew pokrywających omawiane skały pozwoliło stwierdzić, że są one starsze niż 350 tys. lat. Fakty te świadczą, że jaskinia utworzona została dzięki przepływowi wód głębokiej cyrkulacji, zapewne o podwyższonej temperaturze. Wody migrowały wzdłuż uskoków spod pokrywy osadów fliszu wewnętrznokarpackiego przed powstaniem neogeńskiej rzeźby tego obszaru. Przyjmując powyższy pogląd, należy uznać, że pierwsze etapy rozwoju jaskini miały miejsce wcześniej niż ok. 5 mln lat temu (Bella i in., 2005).

Podobną genezę należy przypisać jaskiniom w Dolinie ku Dziurze. Dowodzą tego nie tylko znane wcześniej formy koryzycznych kotłów w ich stropach (Bac-Moszaszwili

& Rudnicki, 1978), lecz przede wszystkim zebrane tam kryształy kalcytu powstałe w wodach o temperaturze 150–200°C, maksymalnie dochodzącej do 300°C (Gradziński i in., 2007). Agresywność wód powodująca formowanie się tych jaskiń jest wiązana z utlenianiem węglowodorów.

Do lat 80. ubiegłego wieku uznawano, że wiele jaskiń tatrzańskich powstawało na poziomie dawnego zwierciadła wód podziemnych. W pionowym rozmieszczeniu tych jaskiń dopatrywano się regularności, zwracano uwagę na koncentrację ich występowania w horyzontach o określonej wysokości nad dnem doliny (por. Wójcik, 1966, 1968; Rudnicki, 1967). Horyzonty takie nazywano „poziomami jaskiniowymi” lub „piętami jaskiniowymi”, co odpowiadałoby angielskiemu terminowi *cave level*.

Wyniki badań prowadzonych w ciągu ostatnich lat w wielu jaskiniach, głównie w masywie Czerwonych Wierchów, rzuciły nowe światło na zasadność wydzielania poziomów jaskiniowych. Analiza układu przestrzennego korytarzy połączona z badaniem kierunków przepływu udokumentowały istnienie form tzw. pętli freatycznych (*phreatic loops*). Deniwelacja pętli freatycznych stwierdzonych w wielu jaskiniach tatrzańskich wynosi kilkadziesiąt metrów (Kicińska, 2002, 2005; Gradziński & Kicińska, 2002; Fryś i in., 2006). Dowodzi to, że jaskinie powstawały pierwotnie w warunkach freatycznych, na różnej głębokości poniżej poziomu zwierciadła wód (ryc. 7). Dobrym przykładem jest obszerny główny ciąg Jaskini Czarnej, długości ponad 1 km, i położony pomiędzy górną częścią Żlebu pod Wysranki a Halą Pisaną w Dolinie Kościeliskiej (ryc. 8). Ciąg ten jest rozwinięty pomiędzy ok. 1250 m n.p.m. a 1425 m n.p.m. Dawniej w jego obrębie wydzielano kilka poziomów, uznając je za odpowiadające dawnemu położeniu zwierciadła wód podziemnych. W rzeczywistości główny ciąg Jaskini Czarnej jest złożony z wielu pętli freatycznych i powstał na różnej głębokości poniżej zwierciadła wód podziemnych (Gradziński & Kicińska, 2002).

Rekonstrukcja kierunków paleoprzepływów

Prowadzone badania, oparte na analizie zagłębień wirowych (*scallops*) rozwiniętych na ścianach jaskiń, a także analizie składu minerałów ciężkich, pozwoliły na uściślenie kierunków dawnych przepływów wód w systemach jaskiniowych. Zazwyczaj dawne przepływy układały się równoleżnikowo, czyli zgodnie z rozmieszczeniem kompleksów skał węglanowych (Rudnicki, 1967). Konsekwentny kierunek ze wschodu na zachód stwierdzono we wszystkich badanych jaskiniach położonych pomiędzy Doliną Małej Łąki a Doliną Kościeliską (ryc. 8; Kicińska, 2002, 2005; Gradziński & Kicińska, 2002; Fryś i in., 2006). Odpowiada to dzisiejszemu kierunkowi odwodnienia masywu Czerwonych Wierchów do Lodowego Źródła.

Rekonstrukcja kierunku paleoprzepływów na obszarze pomiędzy Doliną Stawów Gąsienicowych a Doliną Kasprową pozwoliła udokumentować zjawisko podziemnego kaptażu (Hercman, 1985; Kicińska, 2002). Początkowo przez wschodnią część Jaskini Magurskiej wody płynęły z górnej części Doliny Stawów Gąsienicowych do Doliny Jaworzynki. Szybkie wcinanie się Doliny Kasprowej spowodowało przeciągnięcie wód ku zachodowi do tej właśnie doliny. Wnioski te zostały potwierdzone analizą składu minerałów ciężkich (Hercman, 1986; Kicińska,



Ryc. 7. Freatyczny korytarz w Jaskini Czarnej. Fot. M. Gradziński
Fig. 7. Phreatic passage in Czarna Cave. Photo by M. Gradziński

2002). Dzisiejszym odpowiednikiem tego krążenia jest przepływ z Doliny Stawów Gąsienicowych do Doliny Kasprowej — do Wywierzyska Goryczkowego i okresowo do Jaskini Kasprowej Niżnej. Natomiast analiza paleoprzepływów w Szczelinie Chochołowskiej wykazała, że jaskinia ta nie była fragmentem podziemnego przepływu równoległego do dna Doliny Chochołowskiej (Hercman i in., 1998). Podsumowując, można stwierdzić, że kierunki paleoprzepływów rozpoznane w jaskiniach tatrzańskich

w dużej mierze są zgodne ze współczesnymi kierunkami odwodnienia krasowego.

Wiek jaskiń w świetle datowań nacieków jaskiniowych

Przykładem zastosowania wyników datowania nacieków jaskiniowych do odtwarzania etapów rozwoju tatrzańskich systemów jaskiniowych mogą być badania prowadzone w jaskiniach systemu Lodowego Źródła (Nowicki, 2003). Analizy nacieków pozwoliły na ustalenie skali czasowej rozwoju tego systemu, w którego skład wchodzi duże jaskinie tatrzańskie, m.in. Miętusia, Wielka Śnieżna, Czarna, Zimna, Miętusia Wyżnia i Naciekowa. Freatyczny etap rozwoju najwyżej z nich położonej Jaskini Czarnej zakończył się wcześniej niż 1,2 mln lat temu, na co wskazuje wiek najstarszych nacieków pochodzących z tej jaskini. Odwodnienie najstarszych części systemu nastąpiło po utworzeniu dolnych partii Jaskini Czarnej, górnej części Jaskini Zimnej oraz Jaskini Naciekowej i Miętusiej. Z kolei wiek najstarszych nacieków w Jaskini Naciekowej, szacowany na ok. 900 tys. lat, wskazuje, że wcześniej nastąpiło osuszenie tej części systemu. Osuszenie dolnych partii Jaskini Zimnej było związane z utworzeniem odpływów na poziomie niewiele odbiegającym od dzisiejszego wywierzyska Lodowego Źródła. Nastąpiło to przed 120 tys. lat, o czym świadczą najstarsze nacieki datowane z dolnych partii Jaskini Zimnej. Okresy depozycji nacieków były przedzielane okresami ich niszczenia przez wody w czasie ponownego uaktywniania przepływu, np. podczas deglacjacji.

Rozwój rzeźby w świetle datowań nacieków jaskiniowych

Wiek najstarszych nacieków w jaskiniach położonych na określonym poziomie nad dnem sąsiadujących dolin określa minimalny wiek wcięcia dolin do tego właśnie poziomu. Początkowo danych o wieku nacieków dostarczały głównie metody ^{14}C , TL i ESR (Hercman i in., 1987; Hercman, 1991), a następnie metoda Th/U zdecydowanie bardziej użyteczna do tych celów.

Analizując wiek najstarszych nacieków i położenie jaskiń, należy stwierdzić, że wcięcia dolin tatrzańskich w okresie ostatnich 100–200 tys. lat były niewielkie. W Tatrach w wielu jaskiniach położonych w pobliżu lub na



Ryc. 8. Schematyczny przekrój głównych ciągów Jaskini Czarnej (Grodzicki, 1995, zmieniony i uproszczony); kierunki paleoprzepływów odczytane z analizy zagłębień wirowych (wg Gradzińskiego i Kicińskiej, 2002)

Fig. 8. Schematic profile through main passage of Czarna Cave (Grodzicki, 1995, supplemented and simplified); directions of palaeowater flow as established on the basis of scallop analysis (after Gradziński & Kicińska, 2002)

poziomie dna doliny stwierdzono występowanie starych nacieków (Hercman i in., 1987, 1998, 2008; Duliński, 1988; Duliński & Kuliś, 1989). Na podstawie wysokości poszczególnych partii tych jaskiń nad dnem doliny oraz wieku nacieków można oszacować średnie tempo wcinania się dolin w badanym odcinku czasu. Otrzymane wartości wynoszą ok. 0,2–0,3 m/tys. lat. Należy je traktować jako średnie, gdyż uzyskano je przy założeniu stałego tempa wcinania się dolin w od momentu depozycji najstarszych nacieków do dziś. Uzyskane dane świadczą, że nisko położone jaskinie rozwijały się w sytuacji morfologicznej podobnej do obecnej i sugerują niewielkie zmiany rzeźby w Tatrach Zachodnich w okresie środkowego i młodszego plejstocenu.

Geneza osadów jaskiniowych

W ostatnich trzydziestu latach licznie były badane różnorodności nacieków jaskiniowych (ryc. 9). Natomiast badania osadów klastycznych, szczegółowo opracowanych wcześniej (Wójcik, 1966; por. też Hercman, 1993), były skoncentrowane głównie na analizie minerałów ciężkich.

W wielu jaskiniach tatrzańskich, zwłaszcza w partiach położonych płytko pod powierzchnią terenu, pospolicie występują nacieki z mleka wapiennego. Są one młode, a duża ich część nadal aktywnie przyrasta. Odróżniają się od typowych nacieków jaskiniowych miękką konsystencją i dużą zawartością wody — do ponad 90%. Nacieki te tworzą, poza postaciami morfologicznie podobnymi do typowych form, także takie jak nacieki kozuchowe czy nawisy (ryc. 10; Gradziński & Radomski, 1957). Przeprowadzone badania z zastosowaniem mikroskopu skaningowego wraz z analizą mikrobiologiczną wykazały, że mleko wapienne powstaje przy czynnym udziale bakterii (Gradziński i in., 1997). Pogląd ten znalazł ostatnio potwierdzenie w badaniach prowadzonych w innych europejskich rejonach krasowych z zastosowaniem nowoczesnych metod mikroskopii elektronicznej, analizy biomarkerów i analizy izotopów trwałych węgla i tlenu (Blyth & Frisia, 2008; Richter i in., 2008). Inne tatrzańskie osady jaskiniowe, dla których jest postulowana geneza mikrobialna, to polewy z tlenków manganu stwierdzone w Jaskini Czarnej (Gradziński i in., 1995).

Dziadzio i in. (1993) badali zmienność wewnętrznej budowy pól naciekowych z jaskiń Psiej i Naciekowej. Wyróżniając pięć odmian mikrofacjalnych, wykazali oni wewnętrzne zróżnicowanie tych pól i powiązali powstanie poszczególnych odmian z warunkami chemicznymi i hydrologicznymi podczas ich wzrostu. Licznie prowadzone były też badania oparte na analizie zmienności składu izotopów trwałych węgla i tlenu w naciekach jaskiniowych. Wnioski z tych badań posłużyły do różnorodnych analiz paleośrodowiskowych i są omówione w kolejnym rozdziale.

Badania minerałów ciężkich wykazały, że w osadach jaskiń położonych nisko nad dnem dolin we frakcji ciężkiej dominują minerały niestabilne (Kicińska, 2002). Sugeruje to, że materiał, z którego są zbudowane te osady, powstawał wskutek mechanicznego wietrzenia skał krystalicznych, a następnie nie podlegał długotrwałemu transportowi. Natomiast w jaskiniach wyżej położonych w wielu próbkach



Ryc. 9. Stalagmit w Jaskini Bielskiej (wysokość ok. 2 m). Fot. P. Bella

Fig. 9. Stalagmite in Belianska Cave (height ca. 2 m). Photo by P. Bella

dominują minerały chemostabilne. Wskazuje to, że materiał tworzący te osady pochodzi z pokryw wietrzeniowych, powstających zapewne na skutek zaawansowanego wietrzenia chemicznego.

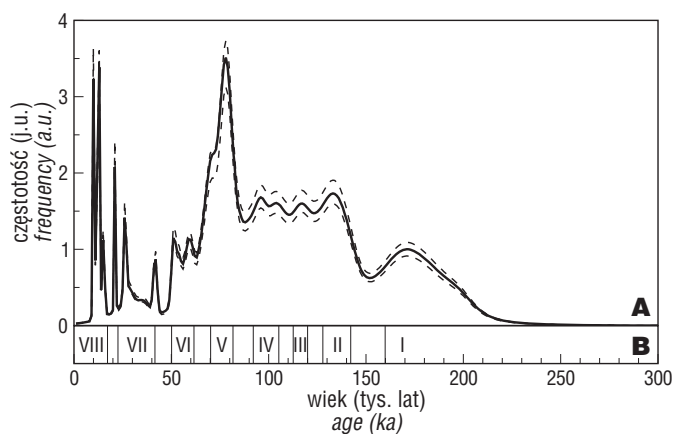
Nacieki jako źródło danych paleośrodowiskowych

Krystalizacja nacieków jest kontrolowana przez czynniki klimatyczne, głównie temperaturę, ilość opadów i intensywność wegetacji (por. Ford & Williams, 2007). W okresach ciepłych i wilgotnych, charakteryzujących się bujnym rozwojem szaty roślinnej nad jaskinią, krysta-



Ryc. 10. Kozuchowe mleko wapienne, Szczelina Chochołowska. Fot. M. Gradziński

Fig. 10. Furry moonmilk, Szczelina Chochołowska cave. Photo by M. Gradziński



Ryc. 11. A — Krzywa częstości krystalizacji nacieków jaskiniowych z terenu Pienin, Tatr i Niżnich Tatr z zaznaczonym przedziałem ufności 95%, określonym metodą „bootstrappingu”; **B** — wyznaczone fazy krystalizacji nacieków (wg Hercman, 2000)

Fig. 11. A — Curve of crystallisation frequency of speleothems from the Pieniny Mts., Tatra Mts. and Low Tatra Mts., with 95% confidence bands determined by “bootstrapping” method; **B** — phases of speleothems deposition determined from the frequency curve (after Hercman, 2000)

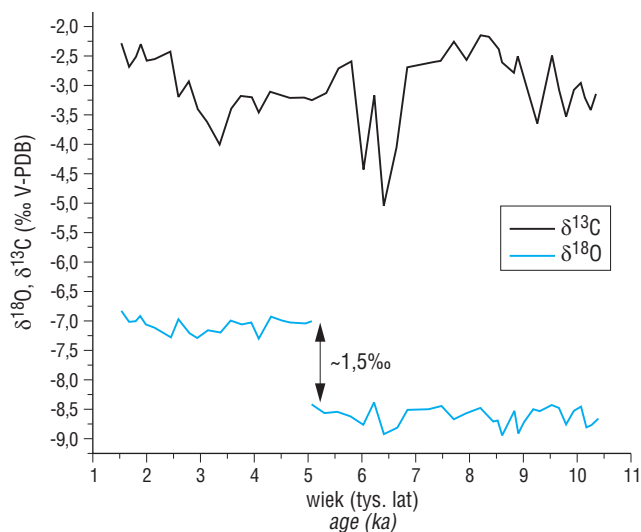
lizacja nacieków zachodzi intensywnie. Z kolei w okresach niesprzyjających, zimnych czy suchych, może dochodzić do zwolnienia tempa krystalizacji, a nawet do jej ustania lub niszczenia starszych nacieków. Zapis etapów depozycji i niszczenia widoczny w obrębie nacieków w powiązaniu z możliwością ich datowania dostarcza informacji o zmieniających się warunkach. Z kolei zbiorcze analizy statystyczne dużych populacji wyników datowań izotopowych umożliwiają wydzielenie okresów sprzyjających i niesprzyjających krystalizacji nacieków. Wykorzystuje się do tego krzywe opisujące częstość krystalizacji nacieków, które mogą być interpretowane jako miara prawdopodobieństwa krystalizacji nacieku w jednostce czasu.

Pierwsze próby rekonstrukcji paleoklimatu na podstawie datowania izotopowego nacieków tatrzańskich podjął Głazek (1984). Analizę częstości krystalizacji nacieków w jaskiniach karpaccich, w tym tatrzańskich, przeprowadziła Hercman (2000). Nacieki wykorzystane do budowy krzywej częstości pochodziły z trzech głównych rejonów krasowych Karpat wewnętrznych: Pienin (14 analizy), Tatr Zachodnich (103 analizy) i Niżnich Tatr (73 analizy). Ogólna liczba wyników datowania (190) umożliwiła konstrukcję wiarygodnej krzywej dla ostatnich 200 tys. lat. Na podstawie wyników analizy krzywej oraz zakresu przedziału jej ufności wydzielono 8 faz krystalizacji nacieków w tym czasie (ryc. 11). Wydzielone fazy wskazują na okresy charakteryzujące się raczej ciepłymi i wilgotnymi warunkami klimatycznymi i korelują się ze stadiami tlenowymi zapisanymi w osadach głębokomorskich.

Pierwsze kompleksowe analizy izotopowe kalcytu naciekowego, obejmujące zarówno datowanie, jak i oznaczenia składu izotopów trwałych tlenu i węgla, przedstawili Różański i Duliński (1985), Duliński (1988) oraz Duliński i Kuliś (1989). Prace te są w ostatnich latach kontynuowane w ING PAN w Warszawie (Nowicki & Hercman, 2004). Jednym z ciekawszych przykładów prowadzonych badań są analizy nacieków z Jaskini Czarnej. Na podstawie oznaczeń z kilku stalagmitów udało się zbudować krzywe izotopowe pokrywające niemal cały okres holocenu. Zmienność składu izotopowego tlenu

w profilu badanych stalagmitów jest niewielka — ok. 1‰. Względne zmiany stwierdzone w naciekach równowiekowych są dobrze skorelowane. W dwóch stalagmitach pochodzących z położonych blisko siebie fragmentów jaskini stwierdzono przesunięcie ok. 1,5‰ w składzie izotopowym tlenu (ryc. 12). Chcąc wytłumaczyć tak dużą rozbieżność jedynie różnicami temperatury krystalizacji, musielibyśmy założyć, że w miejscach narastania tych stalagmitów temperatura różniła się ok. 7°C, co jest niemożliwe do przyjęcia. Stwierdzana niezgodność jest zapewne efektem różnic w drogach krążenia wód, z których krystalizowały badane nacieki.

Również skład izotopowy węgla może być wykorzystywany jako niezależny wskaźnik paleoklimatyczno-paleośrodowiskowy. Oddaje on zmianę proporcji pomiędzy biogenicznym, litogenicznym i atmosferycznym węglem, a co za tym idzie odzwierciedla zmiany w intensywności rozwoju szaty roślinnej powyżej jaskini. Zmienność składu izotopowego węgla w profilu badanych stalagmitów z Jaskini Czarnej jest zdecydowanie większa niż zmienność izotopów tlenu (Nowicki & Hercman, 2004). Zawiera się ona w zakresie od ok. -5‰ do ok. -2‰. Zwiększony udział biogenicznego węgla manifestuje się obniżaniem wartości $\delta^{13}\text{C}$. W krzywej zmienności składu izotopowego węgla są widoczne okresy wzmoczonego udziału węgla biogenicznego w tworzącym się kalcytce. Świadczy to o zmianach w aktywności pokrywy roślinnej ponad jaskinią. Porównanie składu izotopowego węgla w holocenicznych naciekach z Jaskini Czarnej i Szczeliny Chochołowskiej umożliwiło uzyskanie pewnych informacji o zmianach w intensywności pokrywy roślinnej powyżej obu tych jaskiń (ryc. 13; Hercman & Nowicki, 2005). Zakres zmienności $\delta^{13}\text{C}$ w holocenim stalagmicie ze Szczeliny Chochołowskiej mieści się od -6,2‰ do -2,5‰, jest więc większy niż w stalagmitach z Jaskini Czarnej. Jednocześnie widać okresy, w których wartości $\delta^{13}\text{C}$ w tym stalagmicie i w równowiekowych naciekach z Jaskini Czarnej są istotnie różne. W okresie do ok. 9,5 tys. lat temu w naciekach ze Szczeliny Chochołowskiej występuje węgiel lżejszy izotopowo niż w naciekach z Jaskini Czarnej. Jeśli weźmiemy pod uwagę, że Szczelina Chochołowska jest nisko położona, ok. 40 m nad dnem Doliny



Ryc. 12. Zmienność składu izotopowego węgla i tlenu w kalcytce ze stalagmitów JC8 i JC9 z Jaskini Czarnej

Fig. 12. Carbon and oxygen isotopic record of calcite in JC8 and JC9 stalagmites from Czarna Cave

Chochołowskiej, a Jaskinia Czarna ok. 400–500 m wyżej, to prawdopodobnym wytłumaczeniem tej różnicy jest silny gradient pionowy w intensywności wegetacji w Tatrach w tym okresie. Najprawdopodobniej na wysokości odpowiadającej strefom zasilania w wody przesiąkające do Szczeliny Chochołowskiej występowała względnie obfita wegetacja, natomiast wysoko, w rejonie zasilania w wody Jaskini Czarnej intensywność wegetacji była istotnie słabsza. Intensywność wegetacji w wyższych partiach wzrosła dopiero ok. 6,5 tys. lat temu. Kolejny okres istotnej różnicy w intensywności wegetacji w rejonie obu jaskiń wystąpił ok. 5,5–4,5 tys. lat temu. Od ok. 3,5 tys. lat temu zapis z obu jaskiń jest podobny i uwidacznia trend powolnego spadku udziału biogenicznego węgla aż do końca depozycji badanych nacieków. Może to świadczyć o zaniku zróżnicowania pionowego w rozwoju szaty roślinnej w przedziale pomiędzy oboma omawianymi jaskiniami.

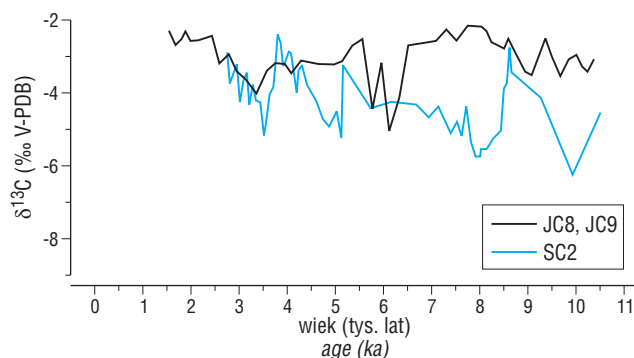
Paleozoologiczne i archeologiczne badania osadów jaskiniowych

W polskiej części Tatr jaskinie, gdzie znaleziono szczątki plejstoceniowej fauny, są bardzo nieliczne. Na Słowacji jednym z niewielu stanowisk jest Medvedia jaskyňa położona na południowym stoku Tatr Zachodnich. W latach 80. XX w. stwierdzono tam kilka czaszek niedźwiedzia jaskiniowego. Od 2007 r. w jaskini trwają systematyczne prace prowadzone przez paleontologów z Bratysławy (ryc. 14). Znaleziono tam m.in. kompletny szkielet lwa jaskiniowego (*Panthera spelaea* Goldfuss; Sabol, 2007). Jest to pierwszy kompletny szkielet tego ssaka z Tatr — wcześniej znaleziono w tej jaskini i w Jaskini Magurskiej jedynie pojedyncze kości. Współwystępowanie kości lwa z kośćmi niedźwiedzi pozwoliło postawić hipotezę, że lwy mogły polować na hibernujące niedźwiedzie jaskiniowe podczas chłodnych miesięcy lub żywić się ich padliną (Sabol, 2007).

Również na terenie Słowacji dokonano jedynych w tatrzańskich jaskiniach znalezisk archeologicznych. W osadach jaskini Dupnica znaleziono ceramikę, wyroby z brązu i żelaza, głównie z doby halsztackiej (Šimková, 2006). Ponadto stwierdzono tam liczne kości zwierzęce i fragment ludzkiej czaszki.



Ryc. 14. Szczątki lwa jaskiniowego i niedźwiedzi jaskiniowych, Medvedia jaskyňa, prace wykopaliskowe. Fot. P. Holúbek
Fig. 14. Cave lion and cave bear remnants excavated in Medvedia Cave. Photo by P. Holúbek



Ryc. 13. Zmienność składu izotopowego węgla w kalcycie ze stalagmitów z Jaskini Czarnej (C8, C9) i Szczeliny Chochołowskiej (SC2)

Fig. 13. Carbon isotopic record of calcite from Czarna Cave (JC8, JC9) and Szczelina Chochołowska cave (SC2) stalagmites

Hydrogeologia

Badania hydrogeologiczne dotyczące zasilania, krążenia i drenażu krasowych obszarów Tatr od końca lat 70. ubiegłego wieku koncentrowały się w kilku obszarach. Kontynuowano analizy znacznikowe połączeń między strefami ponorowymi a wywierzyzkowymi. Pierwsze takie prace wykonano na Słowacji w latach 50., a w Polsce w latach 60. ubiegłego wieku. Udokumentowano wówczas m.in. przepływy równoległe do przebiegu dolin, np. na południe od Skały Pisanej w Dolinie Kościeliskiej i w Wyżniej Bramie Chochołowskiej, jak również przepływy prostopadłe do przebiegu dolin, np. z Doliny Pańszczycy do Doliny Olczyńskiej, z Hali Gąsienicowej do Wywierzyska Goryczkowego i z Wielkiej Jaskini Śnieżnej, położonej w Dolinie Małej Łąki, do Lodowego Źródła w Dolinie Kościeliskiej (m.in. Dąbrowski, 1967; Dąbrowski & Głazek, 1968; por. też Małecka, 1993; Głazek, 1995, 1996; Głazek & Grodzicki, 1996).

W ostatnich latach w systemach wywierzyisk Goryczkowego i Chochołowskiego zrealizowano serię barwień jakościowych opartych na znacznikach chemicznych (ryc. 15). Wyniki tych prac pozwoliły na scharakteryzowanie zarówno samych systemów wywierzyzkowych, jak i określenie prawidłowości i zależności pomiędzy stanem zawodnienia masywu a czasem przepływu wody przez system (Barczyk, 2003, 2004, 2008). Wykazały one, że szybkość migracji wody w systemach zasilających wywierzyska tatrzańskie jest odwrotnie proporcjonalna do stanu zawodnienia masywu (Barczyk, 2008). Dla Wywierzyska Chochołowskiego szybkość migracji waha się od 80 m/godz. podczas wysokiego stanu do 115 m/godz. podczas niskiego. W przypadku pozostałych systemów wywierzyzkowych polskich Tatr liczba barwień uwiecznionych pozytywnym wynikiem jest zdecydowanie mniejsza.

Krasowe przepływy w słowackiej części Tatr Wysokich i w Tatrach Bielskich zostały dokładnie rozpoznane dzięki barwieniom (Pavlarčík, 1984; Hanzel, 1987). Wykazano łączność ponorów w Dolinie Kołowej z wywierzyskami w położonej na zachód od niej Dolinie Jaworowej. Natomiast masyw Szerokiej Jaworzyńskiej jest odwadniany zarówno ku zachodowi do doliny Białej Wody i północy do Doliny Szerokiej, jak i ku wschodowi do Doliny Jaworowej.

W ostatnich latach badania z zastosowaniem znaczników biologicznych przeprowadzono w słowackich Tatrach Zachodnich w systemie zasilającym źródło Brestovská vyvieračka (ryc. 16; Haviarová & Pristaš, 2008). Wykazały one łączność pomiędzy Jaskinią Zuberską (Brestovská jaskyňa) i odwadniającą ją wywierzyiskiem a ponorem w pobliskiej dolinie Volariská. Wody pokonały dystans pomiędzy ponorem a jaskinią wynoszący ok. 300 m w czasie ok. 2 godz.

Wyniki analizy budowy geologicznej w rejonie Kasprowego Wierchu sugerują, że możliwe są krasowe przepływy poprzez skały węglanowe jednostek wierzchowych z Doliny Cichej do Doliny Bystrej. Sugestię taką wysunęła Małecka (1997). Zasilanie Wywierzyńska Bystrej wodą spoza zlewni powierzchniowej dobrze tłumaczyłoby znaczną wydajność tego źródła. Zlokalizowanie w górnej części Doliny Cichej niewielkiego, stale aktywnego ponoru stwarza możliwość wykonania testów znacznikowych i ewentualnego potwierdzenia postawionej hipotezy (Holúbek, 2008). Warto zaznaczyć, że omawiany hipotetyczny przepływ byłby przykładem krasowego kaptażu wód pod głównym europejskim działem wodnym.

W połowie lat 80. ubiegłego wieku w systemie Wywierzyńska Chochołowskiego zostało przeprowadzone — jedyne jak dotąd — półilościowe barwienie. Interpretacja danych uzyskanych w trakcie eksperymentu umożliwiła teoretyczne oszacowanie objętości wody zgromadzonej w zbiornikach zasilających Wywierzyisko i Źródło Chochołowskie, a także określenie przybliżonego czasu wymiany wody w systemie na ok. 12 dni (Rogalski, 1984).

Od połowy lat 80. ubiegłego wieku wszystkie duże wywierzyńska tatrzańskie zostały objęte ciągłymi obserwacjami wahań poziomu wody na wypływach; pośrednio zaczęto również obserwować wydajności. Działająca nadal aparatura pomiarowa umożliwia stałą rejestrację wahań zwierciadła wód na wypływach z tatrzańskich wywierzyisk z 30-minutową częstotliwością rejestracji pomiarów (Barczyk, 2008).

Bilansowe obliczenia hydrologiczne, a także dokładne rozpoznanie chemizmu wód krążących w krasowych systemach wywierzyiskowych pozwoliły na przeprowadzenie szacunkowych obliczeń dotyczących denudacji chemicznej



Ryc. 16. Źródło Brestovská vyvieračka w Dolinie Zimnej Wody Orawskiej. Fot. P. Bella

Fig. 16. Resurgence Brestovská vyvieračka in Studený Stream Valley. Photo by P. Bella



Ryc. 15. Barwienie wód w ponorze w Wyżniej Bramie Chochołowskiej. Fot. A. Szymaszek

Fig. 15. Dye-tracing test in sink-hole in Wyżnia Brama Chochołowska. Photo by A. Szymaszek

w obszarach zasilania poszczególnych wywierzyisk (Małecka, 1989; Szostakiewicz & Małecki, 2006; Barczyk, 2008). Badania Szostakiewicz i Małeckiego (2006), wykonane w regłowej zlewni Białego z zastosowaniem modelowania geochemicznego, wykazały, że dotychczas używane metody obliczania denudacji chemicznej z zastosowaniem metod hydrologicznych dawały wyniki zawyżone o ok. 30–40%.

Badania składu chemicznego wód w dużych wywierzyiskach tatrzańskich potwierdziły, że wody te reprezentują typ Ca-HCO_3 lub Ca-Mg-HCO_3 (Barczyk, 2008; Haviarová, 2008). Pomimo migracji przez skały węglanowe wody te są ciągle agresywne względem kalcytu. Indeksy nasycenia wód względem kalcytu wahają się między $-1,17$ a $-0,63$ (Barczyk, 2008 i literatura tam cytowana). Są to jednak wartości zdecydowanie wyższe niż w wodach zasilających systemy cyrkulacji krasowej, co dowodzi aktywnego rozpuszczania węglanowego podłoża, czyli ciągłego formowania się jaskiń i rzeźby krasowej Tatr. Natomiast wody niektórych małych źródeł są przesycone względem węglanu wapnia, co skutkuje powstawaniem w ich sąsiedztwie niewielkiej miąższości martwic wapiennych (Głazek, 1965; Kotański, 1971; Smieja & Smieja-Król, 2007).

Przeprowadzone przez Różańskiego i Dulińskiego (1988) analizy składu izotopów wodoru i tlenu w wodach polskiej części Tatr Zachodnich wykazały, że duże wywierzyńska tatrzańskie są zasilane przede wszystkim przez opady miesięcy letnich. Zawartość trytu wskazuje, że czas przebywania wody w ośrodku skalnym wynosi dla dużych tatrzańskich wywierzyisk przeciętnie ok. 3 lat (Zuber i in., 2008).

Powierzchniowa rzeźba krasowa

Badania geomorfologiczne powierzchniowych form krasowych w Tatrach w minionym 30-leciu nie były liczne. Birkenmajer (2008) odnotował kilkanaście lejów krasowych reprodukowanych w morenach w dolnej części Doliny Suchej Wody i zwrócił uwagę na ich rozmieszczenie jako wskaźnika zasięgu skał węglanowych triasu środkowego w podłożu osadów morenowych.

Litwin i Andreychouk (2008) podjęli próbę analizy zjawisk krasowych w Czerwonych Wierchach na podstawie zdjęć lotniczych z zastosowaniem metod numerycznych.

Przedstawiony w artykule subiektywny wybór zagadnień, których stan rozpoznania zmienił się w sposób istotny, zdaniem autorów, w ostatnich 30 latach, dowodzi znacznej dynamiki badań krasu tatrzańskiego. Pozwala to mieć nadzieję, że badania te będą dalej intensywnie rozwijane i w kolejnych latach dostarczą wielu nowych cennych danych oraz że nadal będą znajdować oddźwięk w literaturze międzynarodowej.

Autorzy dziękują Kasi Biernackiej i Marcinowi Gali (spele.pl) oraz Agnieszce Szymaszek za udostępnienie fotografii, Renacie Jach i Krzysztofowi Najdkowi za przygotowanie ilustracji oraz Janowi Urbanowi za wnikliwą recenzję pierwotnej wersji artykułu.

Literatura

- BAC-MOSZASZWILI M., BURCHART J., GŁĄZEK J., IWANOW A., JAROSZEWSKI W., KOTAŃSKI Z., LEFELD J., MASTELLA L., ZIOMKOWSKI W., RONIEWICZ P., SKUPIŃSKI A. & WESTWALEWICZ-MOGISLKA E. 1979 — Mapa geologiczna Tatr Polskich. Wyd. Geol., Warszawa.
- BAC-MOSZASZWILI M. & GAŚIENICA-SZOSTAK M. 1990 — Tatry Polskie. Przewodnik geologiczny dla turystów. Wyd. Geol., Warszawa.
- BAC-MOSZASZWILI M. & RUDNICKI J. 1978 — O możliwości hydrotermalnej genezy jaskini Dziura w Tatrach. Pr. Nauk. UŚI, 280, Kras i Speleol., 2: 84–89.
- BARCZYK G. 2003 — Circulation in present-day karst systems sourcing the vaucluse springs in the Polish Tatra Mts., based on tracer methods and limnometric observations. Geol. Quart., 47: 97–106.
- BARCZYK G. 2004 — Recent results of the dye tracer tests of the Chochołowski vaucluse spring karst system (Western Tatra Mts.). Acta Geol. Pol., 54: 169–177.
- BARCZYK G. 2008 — Tatrzańskie wywierzyska. Krasowe systemy wywierzyskowe Tatr Polskich. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.
- BARTOSZEWSKI D. 2000 — Jaskinie wschodniego zbocza Doliny Miętusiej. Jaskinie, 18: 8.
- BARTOSZEWSKI D. 2009 — Informator szczegółowy: Informacje szczegółowe o rejonach krasowych Polski i wyprawach zagranicznych, oraz lista najgłębszych i najdłuższych jaskiń świata. [Dok. elektroniczny, dostęp 14.07.2009 r.] http://www.sktj.pl/epimenides/index_d.html
- BELLA P., BOSÁK P., GŁĄZEK J., HERCMAN H., KICIŃSKA D., NOWICKI T., PAVLÁRČÍK S. & PRUNER P. 2005 — The antiquity of the famous Belianska Cave (Slovakia). [In:] Proceedings of the 14th International Congress of Speleology, 21–28 August 2005, Athens, Kalamos, Hellas. Vol. 2. Hellenic Speleological Society, Athens: 437.
- BELLA P., HLAVÁČOVÁ L. & HOLUBEK P. 2007 — Zoznam jaskýň Slovenskej Republiky. Slovenské muzeum ochrany prírody a jaskyniarstva, Liptovský Mikuláš.
- BELLA P. & HOLUBEK P. 1999 — Zoznam jaskýň na Slovensku. Ministerstvo životného prostredia SR, Ekopress, Bratislava.
- BELLA P. & PAVLÁRČÍK S. 2002 — Morfológia a problémy genezy Belianskej jaskyne. [In:] Bella P. (ed.) Výskum, využívanie a ochrana jaskýň 3. Správa slovenských jaskýň, Liptovský Mikuláš: 22–35.
- BIRKENMAJER K. 2008 — Karst sink-holes in the Würm Glaciation deposits, subsurface drainage and extent of Triassic limestones in the Sucha Woda Valley, Polish Tatra Mts (West Carpathians). Stud. Geol. Pol., 131: 281–289.
- BLYTH A.J. & FRISIA S. 2008 — Molecular evidence for bacterial mediation of calcite formation in cold high-altitude caves. Geomicrobiol. J., 25: 101–111.
- DĄBROWSKI T. 1967 — Podziemne przepływy krasowe potoków w Tatrach Zachodnich. Acta Geol. Pol., 17: 593–622.
- DĄBROWSKI T. & GŁĄZEK J. 1968 — Badania przepływów krasowych we wschodniej części Tatr Polskich. Speleologia, 3: 31–34.
- DULIŃSKI M. 1988 — Skład izotopowy tlenu i wodoru w naciekach jaskiniowych datowanych metodą ²³⁰Th/²³⁴U jako obraz zmian paleoklimatycznych na obszarach kontynentalnych. Archiwum IFiITJ AGH, Kraków.
- DULIŃSKI M. & KULIŚ J. 1989 — Najnowsze wyniki datowań ²³⁰Th/²³⁴U oraz analiz koncentracji izotopów stabilnych w naciekach kalcytowych z jaskiń południowo-centralnej Polski. Geochronometria, 6: 265–276.
- DZIADZIO P., RÓŻNIAK R. & SZULC J. 1993 — Geneza pólwnaciekowych z jaskiń Psiej i Naciekowej w Tatrach Zachodnich. Prz. Geol., 41: 767–775.
- FORD D.C. & WILLIAMS P.W. 1989 — Karst geomorphology and hydrology. Unwin Hyman, Boston.
- FORD D. & WILLIAMS P. 2007 — Karst hydrogeology and geomorphology. Wiley, Chichester.
- FRYŚ P., GRADZIŃSKI M. & KICIŃSKA D. 2006 — Development of Miętusia Cave, Western Tatra Mountains, Poland. Slov. Kras, 44: 55–69.
- GŁĄZEK J. 1965 — Współczesne onkolity w potokach północnego Wietnamu i Tatr Polskich. Roczn. Pol. Tow. Geol., 35: 221–242.
- GŁĄZEK J. 1984 — Pierwsze datowania izotopowe nacieków z jaskiń tatrzańskich i ich konsekwencje dla stratygrafii plejstocenu Tatr. Prz. Geol., 32: 39–43.
- GŁĄZEK J. 1989 — Paleokarst of Poland. [In:] Bosák P., Ford D.C., Głazek J. & Horáček J. (red.) Paleokarst a systematic and regional review. Academia, Prague: 77–105.
- GŁĄZEK J. 1995 — Hydrografia krasowa Tatr Polskich. [W:] Grodzicki J. (red.) Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego. T. 5. Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa: 11–30.
- GŁĄZEK J. 1996 — Kras i jaskinie Tatr Polskich, stan i perspektywy badań, [W:] Kotarba A. (red.) Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a człowiek. T. 1. Nauki o Ziemi. Tatrzański Park Narodowy, Kraków-Zakopane: 33–44.
- GŁĄZEK J. 2004 — Kras przedeoceński w Tatrach. [W:] Kędziński M., Leszczyński S. & Uchman A. (red.) Geologia Tatr. Ponadregionalny kontekst sedimentologiczny. Polska Konferencja Sedymologiczna. VIII Krajowe Spotkanie Sedymologów. Materiały konferencyjne. Przewodnik sesji terenowych. Streszczenia referatów i posterów. Zakopane, 21–24.06.2004 r. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Kraków: 85.
- GŁĄZEK J. & GRODZICKI J. 1996 — Kras i jaskinie. [W:] Mirek Z., Głowaciński Z., Klimek K. & Piękoś-Mirkowa H. (red.) Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego. Tatrzański Park Narodowy, Kraków-Zakopane: 140–168.
- GŁĄZEK J., GRODZICKI J., SZYŃKIEWICZ A. & WÓJCIK Z. 1979 — Kras tatrzański. Prz. Geol., 27: 377–381.
- GŁĄZEK J., RUDNICKI J. & SZYŃKIEWICZ A. 1977 — Proglacial caves — a special genetic type of caves in glaciated areas. [In:] Proceedings of the 7th International Speleological Congress, Sheffield, England, September, 1977. British Cave Research Association, Bridgewater: 215–217.
- GRADZIŃSKI M. 1995 — J. Grodzicki (red.) — Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego t. 1–3. Prz. Geol., 43: 700–701.
- GRADZIŃSKI M., BANAS M. & UCHMAN A. 1995 — Biogenic origin of manganese flowstones from Jaskinia Czarna cave, Tatra Mts., Western Carpathians. Ann. Soc. Geol. Pol., 65: 19–27.
- GRADZIŃSKI M., DULIŃSKI M., HERCMAN H., ŻYWIECKI M. & BARYŁA J. 2007 — Cave development influenced by hydrocarbon oxidation: an example from the Polish Tatra Mts. Aragonit, 12: 129.
- GRADZIŃSKI M., JACH R., RIDING R. & UCHMAN A. 2006 — Słodkowodne stromatolity i onkoity w zlepieńcach eoceńskich Doliny Suche Wody w Tatrach. [W:] Wysocka A. & Jasionowski M. (red.) Przebieg i zmienność sedimentacji w basenach przedgórkich. Zwierzyniec, 20–23.06.2006 r. II Polska Konferencja Sedymologiczna POKOS2. IX Krajowe Spotkanie Sedymologów: materiały konferencyjne: przewodnik sesji terenowych, streszczenia referatów i posterów. Instytut Geologii Podstawowej UW, Warszawa: 123.
- GRADZIŃSKI M. & KICIŃSKA D. 2002 — Morphology of Czarna Cave and its significance for the geomorphic evolution of the Kościeliska Valley (Western Tatra Mts.). Ann. Soc. Geol. Pol., 72: 255–262.
- GRADZIŃSKI R. & RADOMSKI A. 1957 — Utwory naciekowe z „mleka wapiennego” w jaskini Szczelinie Chochołowskiej. Roczn. Pol. Tow. Geol., 26: 63–90.
- GRADZIŃSKI M., SZULC J. & SMYK B. 1997 — Microbial agents of moonmilk calcification. [In:] Jeannin P.Y. (ed.) Proceedings of the 12th International Congress of Speleology. Vol. 1. Swiss Speleological Society, Le Chaux-de-Fonds: 275–278.
- GRODZICKI J. (red.) 1991 — Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego. T. 1. Jaskinie Doliny Chochołowskiej i dolinek regłowych. Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa.
- GRODZICKI J. (red.) 1993a — Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego. T. 2. Jaskinie zachodniego zbocza Doliny Kościeliskiej. Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa.
- GRODZICKI J. (red.) 1993b — Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego. T. 3. Jaskinie wschodniego zbocza Doliny Kościeliskiej. Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa.
- GRODZICKI J. (red.) 1994 — Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego. T. 5. Jaskinie Wąwozu Kraków. Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa.
- GRODZICKI J. (red.) 1995 — Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego. T. 4. Wielkie jaskinie Doliny Kościeliskiej. Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa.

- GRODZICKI J. (red.) 1996 — Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego. T. 6. Jaskinie zachodniego zbocza Doliny Miętusiej. Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa.
- GRODZICKI J. (red.) 1999 — Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego. T. 7. Jaskinie wschodniego zbocza Doliny Miętusiej. Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa.
- GRODZICKI J. (red.) 2000 — Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego. T. 8. Jaskinie Doliny Małej Łąki. Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa.
- GRODZICKI J. (red.) 2002a — Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego. T. 9. Wielkie jaskinie Doliny Małej Łąki. Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa.
- GRODZICKI J. (red.) 2002b — Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego. T. 10. Jaskinie Doliny Kondratowej, Bystrej, Goryczkowej, Kasprowej, Jaworzynki oraz jaskinie Polskich Tatr Wysokich. Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa.
- GRODZICKI J. (red.) 2004 — Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego. T. 11. Uzupełnienia. Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa.
- GULDEN B. 2009 — World deepest caves. Caves with total vertical of 750+ metres (2461+feet). [Dok. elektroniczny, dostęp 14.07.2009 r.] <http://www.caverbob.com/wdeep.htm>
- HANZEL V. 1987 — Puklinovo-krasové vody Belianskych Tatier a Vysokých Tatier. Slov. Kras, 25: 65–82.
- HAVIAROVÁ D. 2008 — Základné hydrogeochemické pomery a charakteristika režimu vód v Brestovskej jaskyne. Slov. Kras, 46, Suppl. 1: 67–80.
- HAVIAROVÁ D. & PRISTAŠ P. 2008 — Najnovšie výsledky stopovacích skúšok z polodia Brstovskej jaskyne. Slov. Kras, 46, Suppl. 1: 81–86.
- HERCMAN H. 1985 — Określenie prędkości i wielkości przepływu wody w korytarzach jaskiniowych na podstawie pomiarów zagłębień wirowych. Prz. Geol., 33: 580–583.
- HERCMAN H. 1986 — Pochodzenie allochtonicznych osadów Jaskini Magurskiej i Kasprowej Niżnej (Tatry) w świetle analizy minerałów ciężkich. Prz. Geol., 34: 100–103.
- HERCMAN H. 1991 — Rekonstrukcja elementów środowiska geologicznego Tatr Zachodnich na podstawie datowania izotopowego nacieków jaskiniowych. Geochronometria, 8: 1–139.
- HERCMAN H. 1993 — Osady jaskiniowe. [W:] Grodzicki J. (red.) Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego, T. 2. Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa: 11–38.
- HERCMAN H. 2000 — Reconstruction of palaeoclimatic changes in Central Europe between 10 and 200 thousand years BP, based on analysis of growth frequency of speleothems. Stud. Quat., 17: 35–70.
- HERCMAN H., GRADZIŃSKI M. & BELLA P. 2008 — Evolution of Brestovská Cave based on U-series dating of speleothems. Geochronometria, 32: 1–12.
- HERCMAN H. & NOWICKI T. 2005 — Reconstruction of vegetation changes in Western Tatra Mts. (Poland) basing on Carbon isotopic composition of speleothem calcite. [In:] Proceedings of the 14th International Congress of Speleology, 21–28 August 2005, Athens, Kalamos, Hellas. Vol. 2. Hellenic Speleological Society, Athens: 664.
- HERCMAN H., NOWICKI T. & LAURITZEN S.E. 1998 — Rozwój systemu jaskiniowego Szczeliny Chochołowskiej (Tatry Zachodnie) w świetle wyników datowania nacieków metodą uranowo-torową. Stud. Geol. Pol., 113: 85–113.
- HERCMAN H., PAZDUR M.F. & WYSOCZAŃSKI-MINKOWICZ T. 1987 — Reconstruction of climatic changes in the Tatra Mts. based on datings of deposits from selected caves. Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan., 21: 59–75.
- HOLÚBEK P. 1994 — Nové poznatky o jaskyni Zadný úplaz vo vysokohorskom krase Červených vrchov. Slov. Kras, 32: 135–142.
- HOLÚBEK P. 2008 — Nowa perspektywa odkryć w Czerwonych Wierchach. Jaskinie, 51: 5.
- HOLÚBEK P. & ŠMOLL J. 1995 — Nové poznatky o jaskyni Nová Kresanica v Červených vrchoch. Slov. Kras, 33: 111–114.
- 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.
- JENNINGS J.N. 1985 — Karst geomorphology. Blackwell, New York.
- KICIŃSKA D. 2002 — Kenozoiczna ewolucja cyrkulacji wód krasowych w Tatrach Zachodnich. Arch. Instytutu Geologii UAM, Poznań.
- KICIŃSKA D. 2005 — Reconstruction of paleoflows direction in the western part of Lodowe Spring Cave System. Kras i Speleol. UŚI, 11: 107–124.
- KOTAŃSKI Z. 1971 — Przewodnik geologiczny po Tatrach. Wyd. Geol., Warszawa.
- KOWALSKI K. 1953 — Jaskinie Polski. T. 2. Państwowe Muzeum Archeologiczne, Warszawa.
- KRAJEWSKI K.P. 2003 — Facies development and lithostratigraphy of the Hightatric mid-Cretaceous (Zabijak Formation) in the Polish Tatra Mountains. Stud. Geol. Pol., 121: 81–158.
- LITWIN L. & ANDREYCHOUK V. 2008 — Characteristics of high-mountain karst based on GIS and Remote Sensing. Environ. Geol., 54: 979–994.
- MAŁECKA D. 1989 — Wpływ opadów atmosferycznych na kształtowanie chemizmu wód w obrębie masywu tatrzańskiego. Prz. Geol., 37: 504–510.
- MAŁECKA D. 1993 — Hydrogeologia krasu tatrzańskiego. [W:] Grodzicki J. (red.) Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego. T. 3. Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa: 11–35.
- MAŁECKA D. 1997 — Źródła masywu tatrzańskiego. Acta Univ. Lodz., Fol. Geogr. Phys., 2: 9–26.
- MARCINOWSKI R. & WIEDMANN J. 1990 — The Albian ammonites of Poland. Palaeont. Pol., 50: 1–94.
- MASSE J.P. & UCHMAN A. 1997 — New biostratigraphic data on the Early Cretaceous platform carbonates of the Tatra Mountains, Western Carpathians, Poland. Cretaceous Res., 18: 713–729.
- MÍŠÍK M. 1976 — Geologické exkurzie po Slovensku. Slovenské pedagogické nakladateľstvo, Bratislava.
- NOWAK J. 2009 — Jaskinie Tatr. [Dok. elektroniczny, dostęp 14.07.2009 r.] <http://www.kktj.pl/>
- NOWICKI T. 2003 — Ewolucja jaskiń systemu Lodowego Źródła w świetle datowania nacieków jaskiniowych metodą uranowo-torową. Archiwum ING PAN, Warszawa.
- NOWICKI T. & HERCMAN H. 2004 — Stable isotope (O, C) composition of speleothems — is it palaeoenvironmental record? [In:] 12th International Karstological School “Classical Karst”, Dating of Cave Sediments. Karst Research Institute ZRC SAZU, Postojna: 58–59.
- PALMER A.N. 2007 — Cave geology. Cave Books, Dayton.
- PASSENDORFER E. 1983 — Jak powstały Tatry. Wyd. Geol., Warszawa.
- PAVLARČÍK S. 1984 — Speleologický výskum krasových javov obalovej jednotky severnej strany Vysokých Tatier. Slov. Kras, 22: 41–67.
- PRUNER P., BOSÁK P., KADLEC J., VENHODOVÁ D. & BELLA P. 2000 — Paleomagnetický výskum sedimentárnych výplní vybraných jaskyní na Slovensku. [In:] Bella P. (ed.) Výskum, využívanie a ochrana jaskýň 2. Správa slovenských jaskýň, Liptovský Mikuláš: 13–25.
- RAKÚS M., VAŠÍČEK, Z. & PAVLARČÍK S. 1995 — Amonity albu z jaskyne Mokrá diera v Javorovej doline (vysokotatranská sukcesia, Vysoké Tatry). Miner. Slov., 27: 207–212.
- RICHTER D.K., IMMENHAUSER A. & NEUSER R.D. 2008 — Electron backscatter diffraction documents randomly orientated c-axes in moonmilk calcite fibres: evidence for biologically induced precipitation — short contribution. Sedimentology, 55: 487–497.
- ROGALSKI R. 1984 — Badania znacznikowe przepływów podziemnych w Dolinie Chochołowskiej w Polskich Tatrach Zachodnich. Prz. Geol., 32: 223–225, Warszawa.
- RÓŻAŃSKI K. & DULIŃSKI M. 1985 — Badania izotopowe form naciekowych w jaskiniach krasowych dla celów paleoklimatologii. Geochronometria, 2: 77–88.
- RÓŻAŃSKI K. & DULIŃSKI M. 1988 — A reconnaissance study of water in the karst of the Western Tatra Mountains. Catena, 15: 289–301.
- RUDNICKI J. 1967 — Geneza i wiek jaskiń Tatr Zachodnich. Acta Geol. Pol., 17: 521–591.
- RYCHLIŃSKI T. 2008 — Facies development and sedimentary environments of the Carpathian Keuper deposits from the Tatra Mountains, Poland and Slovakia. Ann. Soc. Geol. Pol., 78: 1–18.
- RYCHLIŃSKI T. & SZULC J. 2005 — Facies and sedimentary environments of the Upper Scythian-Carnian succession from the Belanské Tatry Mts., Slovakia. Ann. Soc. Geol. Pol., 75: 155–169.
- SABOL M. 2007 — Nález kostry leva jaskynného (*Panthera spelaea* Goldfuss, 1810) v Západných Tatrách. [In:] Rozkova A. & Ivanov M. (eds.) Konferencie 13. Kvarter. Sbornik abstraktov. Brno: 26.
- ŠMÍDA B. 2008 — Jaskyňa Mesačný tieň — prvotné poznatky z geológie, morfológie a genézy. Slov. Kras, 46, Suppl. 1: 53–74.
- SMIEJA A. & SMIEJA-KRÓL B. 2007 — Springs with active calcium carbonate precipitation in the Polish part of the Tatra Mountains. [In:] Tyc A. & Stefaniak K. (eds.) Karst and Cryokarts. Faculty of Earth Science, University of Silesia, Sosnowiec-Wrocław: 219–226.
- SZOSTAKIEWICZ M. & MAŁECKI J.J. 2006 — Zastosowanie modelowania geochemicznego do ilościowej oceny denudacji chemicznej. Prz. Geol., 54: 1007–1010.
- WÓJCIK Z. 1966 — Geneza i wiek klastycznych osadów jaskiń tatrzańskich. Pr. Muz. Ziemi, 9: 1–130.
- WÓJCIK Z. 1968 — Rozwój geomorfologiczny wapiennych obszarów Tatr i innych masywów krasowych Karpat Zachodnich. Pr. Muz. Ziemi, 13: 3–169.
- WÓJCIK Z. 1992 — Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego, Jaskinie Doliny Chochołowskiej i dolinek reglowych. Czas. Geogr., 63: 247–248.
- ZUBER A., MAŁECKI J.J. & DULIŃSKI M. 2008 — Groundwater ages and altitude of recharge areas in the Polish Tatra Mts. as determined from ³H, ^δ¹⁸O and ²H data. Geol. Quart., 52: 71–80.

Praca wpłynęła do redakcji 25.05.2009 r.

Po recenzji akceptowano do druku 26.06.2009 r.

Kras tatrzański — rozwój wiedzy w ostatnich trzydziestu latach (patrz str. 674)



Ryc. 3. Studnia w Jaskini Małej w Mułowej powstała z udziałem wód z topniejącego lodowca, zdjęcie zrobione pionowo w dół. Fot. K. Biernacka & M. Gala

Fig. 3. Invasion vadose pitch in the Mała Cave in Mułowa, formed during deglaciation times. Photo taken vertically downward by K. Biernacka & M. Gala

Ryc. 4. SW stoki Krzesanicy (2122 m n.p.m.), widoczny otwór jaskini Nová Kresanica (gł. 71 m), w tle szczyt Krywań (2494 m n.p.m.). Ryc. 4, 5 — fot. P. Holúbek

Fig. 4. SW slopes of Kresanica (altitude 2122 m a.s.l.). Note entrance to Nová Kresanica Cave (depth 71 m) and peak Krivan (altitude 2494 m a.s.l.) in the background. Figs. 4, 5 — photos by P. Holúbek

Ryc. 5. Korytarz w jaskini Żadný úplaz powstały przez grawitacyjne rozwarście szczelin

Fig. 5. Passage formed due to gravitational widening of fissures, Žadný úplaz Cave

