

## ZASTOSOWANIE ZIEMSKICH IZOTOPÓW KOSMOGENICZNYCH $^{10}\text{Be}$ I $^{26}\text{Al}$ W BADANIACH GEOLOGICZNYCH – ZARYS METODY ORAZ STAN BADAŃ W POLSCE

### APPLICATION OF TERRESTRIAL COSMOGENIC NUCLIDES $^{10}\text{Be}$ AND $^{26}\text{Al}$ FOR THE GEOLOGICAL INVESTIGATIONS – A METHOD OUTLINE AND STATE OF STUDIES IN POLAND

ARTUR SOBCZYK<sup>1</sup>

**Abstrakt.** Celem niniejszego tekstu jest przybliżenie i wstępne zaznajomienie z podstawami metody datowania opartego na izotopach kosmogenicznych, przegląd głównych kierunków badawczych realizowanych przy jej użyciu oraz omówienie aktualnego stanu badań w Polsce. Do najczęściej wykorzystywanych izotopów kosmogenicznych należą  $^3\text{He}$ ,  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{14}\text{C}$ ,  $^{21}\text{Ne}$ ,  $^{26}\text{Al}$  oraz  $^{36}\text{Cl}$ , które znajdują szerokie zastosowanie w badaniach form rzeźby oraz rekonstrukcji procesów geologicznych. Dzięki temu umożliwiają systematyzację geochronologiczną dla późnego kenozoiku, co jest szczególnie ważne tam, gdzie tradycyjne metody badawcze okazują się niewystarczające. Metoda ta cechuje się szerokim potencjałem analitycznym umożliwiając m.in. datowanie wieku ekspozycji różnych form powierzchni terenu, określanie współczynników denudacji i erozji, czy też szczegółową rekonstrukcję chronologii zlodowaceń.

**Słowa kluczowe:** radionuklidy kosmogeniczne,  $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$ , ewolucja rzeźby, wiek ekspozycji, współczynniki erozji i denudacji.

**Abstract.** The aim of this paper is to present a methodological introduction into cosmogenic radionuclides dating, summarizing the main research objectives, and an overview of the state of studies in Poland. Cosmogenic nuclides  $^3\text{He}$ ,  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{14}\text{C}$ ,  $^{21}\text{Ne}$ ,  $^{26}\text{Al}$  and  $^{36}\text{Cl}$  are among the most common ones, being widely applied to analyses of geomorphological features and reconstructions of geological processes. Thereby they allow geochronological systematization of the Late Cenozoic, being of primary importance if traditional research methods fail. This approach has broad analytical potential for, *i.e.*, dating of exposure history of different morphological features, estimation of denudation and erosion rates, as well as detailed reconstruction of glacial chronology.

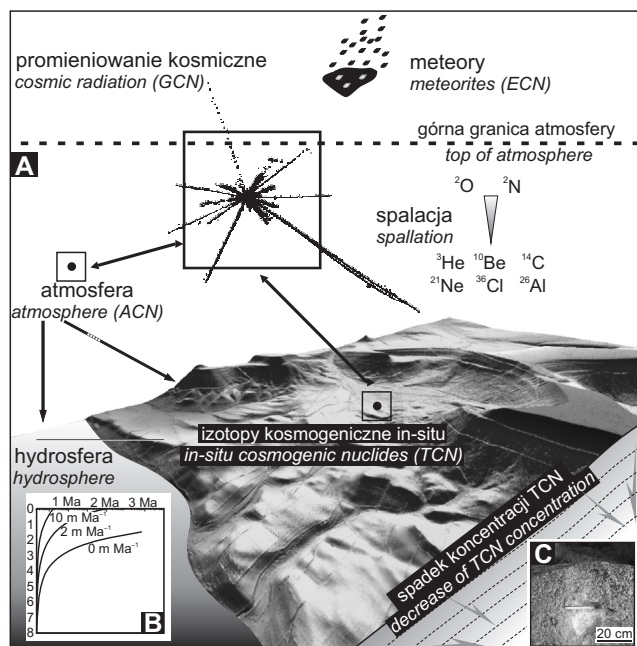
**Key words:** cosmogenic radionuclides,  $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$ , relief evolution, exposure age, denudation and erosion rates.

### WSTĘP

Zastosowanie w geologii i geomorfologii metody datowania bazującej na izotopach kosmogenicznych powstających *in situ* na powierzchni Ziemi (ang. TCN – *terrestrial cosmogenic nuclides*) przeżywa w ostatnich latach dynamiczny rozwój (por. Cerling, Craig, 1994; Cockburn, Summerfield, 2004; Portenga, Bierman, 2011). Metoda ta wykorzystuje skutki interakcji zachodzących między atmosferą oraz powierzchnią Ziemi a cząstkami zawartymi w promie-

niowaniu kosmicznym nieustannie bombardującym naszą planetę (fig. 1). Do najczęściej stosowanych w badaniach radionuklidów kosmogenicznych należą izotopy  $^3\text{He}$ ,  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{14}\text{C}$ ,  $^{26}\text{Al}$ ,  $^{36}\text{Cl}$ ,  $^{36}\text{Ar}$ ,  $^{38}\text{Ar}$ ,  $^{41}\text{Ca}$ ,  $^{53}\text{Mn}$ . Rzadziej wykorzystywane są radiogeniczne izotopy gazów szlachetnych, jak  $^{21}\text{Ne}$  i  $^{22}\text{Ne}$  (por. Niedermann, 2002). Ponadto są również prowadzone prace nad zastosowaniem nowych izotopów, głównie w postaci Kr i Xe (tab. 1). W poniższym tekście ze szczegó-

<sup>1</sup> Uniwersytet Wrocławski, Zakład Geologii Strukturalnej i Kartografii Geologicznej, Instytut Nauk Geologicznych, Pl. M. Borna 9, 50-204 Wrocław; e-mail: artur.sobczyk@uwr.edu.pl.



**Fig. 1.** Schemat dostawy i powstawania ziemskich izotopów kosmogenicznych.

**A.** W ramce przedstawiono obraz interakcji zachodzącej między promieniowaniem kosmicznym a pojedynczym docelowym atomem ziemskim, uzyskany przy pomocy emulsji jądrowej. Produkcja izotopów  $^{10}\text{Be}$  oraz  $^{26}\text{Al}$  na drodze rozpadu promieniotwórczego w skałach skorupy zasobnych w tor i uran jest na bardzo niskim poziomie bliskim zeru. Użyte symbole: ACN – atmosferyczne radionuklidy kosmogeniczne; ECN – pozagalaktyczne radionuklidy kosmogeniczne; GCN – galaktyczne radionuklidy kosmogeniczne; TCN – ziemskie radionuklidy kosmogeniczne. **B.** Teoretyczna zmiana przebiegu profilu koncentracji izotopu  $^{10}\text{Be}$  wraz z głębokością przy założeniu stałej ekspozycji oraz różnego tempa erozji na poziomie od 0 do 10 m Ma $^{-1}$  (Braucher i in., 2000, zmienione). **C.** Przykładowe stanowisko opróbowania powierzchni granitowej skałki z obszaru Rudaw Janowickich na potrzeby analizy TCN (Sobczyk, 2012, zmienione)

Sketch illustrating origin and production of terrestrial cosmogenic isotopes.

**A.** The centrally-located box depicts the interaction between cosmic radiation and a terrestrial single target atom obtained with a nuclear emulsion. The production rate of  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  isotopes based on radioactive decay within a lithospheric crust enriched with uranium and thorium is at a very low-level being close to zero. Symbols used: ACN – atmospheric cosmogenic nuclides; ECN – extragalactic cosmogenic nuclides; GCN – galactic cosmogenic nuclides; TCN – terrestrial cosmogenic nuclides. **B.** Theoretical change in  $^{10}\text{Be}$  concentration with depth under stable exposition and with different erosion rates ranging from 0 to 10 m Ma $^{-1}$  (modified after Braucher *et al.*, 2000). **C.** An example of TCN sampling site from the surface of a granite tor in the Rudawy Janowickie Mts (Sobczyk, 2012, modified)

na uwagę omówiono parę izotopową  $^{10}\text{Be}$ – $^{26}\text{Al}$ , ze względu na jej powszechne stosowanie oraz względnie dobrze rozpoznaną naturę powstawania. Celem niniejszego artykułu jest zaprezentowanie podstaw metodycznych tej pary izotopów oraz przegląd aktualnego stanu badań dla obszaru Polski wykonanych na podstawie różnych radionuklidów kosmogenicznych.

**Tabela 1**

**Przegląd najważniejszych izotopów kosmogenicznych powstających *in situ*, znajdujących zastosowanie w badaniach geologicznych (za: Dunai, 2010, zmienione)**

A review of the most important cosmogenic isotopes produced *in-situ*, applied to geological investigations (after Dunai, 2010, modified)

Izotop (okres połowicznego rozpadu)	Minerał docelowy	Cząstka docelowa	Sposób powstania (SLHL)
$^3\text{He}$ (stabilny)	oliwin, piroksen, minerały zawierające He	wszystkie główne pierwiastki oraz Li	Spallacja: 100%, Miony: brak wpływu
$^{10}\text{Be}$ (1,39 ± 0,01 Ma)	kwarc, rzadziej piroksen i oliwin	O, Si (Mg)	Spallacja: 96,4%, Miony: 3,6 %
$^{14}\text{C}$ (5730 ± 30 a)	kwarc	O, Si	Spallacja: 82%, Miony: 18 %
$^{21}\text{Ne}$ , $^{22}\text{Ne}$ (stabilne)	kwarc, piroksen, oliwin	Mg, Al, Si	Spallacja: >96,4%, Miony: < 3,6 %
$^{26}\text{Al}$ (717 ± 17 ka)	kwarc	Si	Spallacja: 95,4%, Miony: 4,6 %
$^{36}\text{Cl}$ (301 ± 2 ka)	węglany, skalenie, cała skała	K, Ca, Cl (Fe, Ti)	K   Spallacja: 96,4%, Miony: 3,6 % Ca   Spallacja: 86,6%, Miony: 13,4 % Fe,Ti   Spallacja: 100%
$^{36}\text{Ar}$ , $^{38}\text{Ar}$ (stabilne)	skalenie, amfibol, piroksen	K, Ca	Spallacja: do 100%, Miony: nieokreślony
$^{41}\text{Ca}$ (104 ± 4 ka)	tlenki Fe–Ti	Fe, Ti, (Ca)	Fe,Ti   Spallacja: 100% Neutrony termalne prowadzą do powstania $^{41}\text{Ca}$ i $^{40}\text{Ca}$
$^{53}\text{Mn}$ (3,7 ± 0,4 Ma)	minerały zawierające Fe	Fe, Mn	Fe   Spallacja: 90,2 %, Miony: 9,8 % Mn   Miony: nieokreślony

SLHL – sea level high latitude, określenie to odnosi się do modelowej strefy produkcji radionuklidów na poziomie morza w wysokich szerokościach geograficznych

SLHL – sea level high latitude, a term referring to the modelled area of radionuclides production at the sea level of high latitudes

## RADIOGENICZNE IZOTOPY KOSMOGENICZNE

Za odkrywcę promieniowania kosmicznego uznaje się austriackiego fizyka Victora Hessa (1883–1964), który na podstawie pomiarów fizycznych z wykorzystaniem przenośnych elektroskopów konstrukcji niemieckiego fizyka–jezuitę Theodora Wulfa (1868–1946) przeprowadzonych w trakcie lotu balonowego we wschodnich Niemczech 7 sierpnia 1912 r., stwierdził w atmosferze obecność cząstek pochodzących według niego ze źródła pozaziemskiego. Jego obserwacje, uhonorowane ostatecznie w 1936 r. nagrodą Nobla w dziedzinie fizyki, następnie potwierdzili inni badacze, a w 1925 r. amerykański fizyk Robert Andrews Millikan, również Noblista, wprowadził na określenie tego typu jonizacji pojęcie „promieniowania kosmicznego” (Dunai, 2010). Należy jednak wspomnieć, że już znacznie wcześniej, bo pod koniec XIX w., obserwacje szkockiego fizyka i Noblisty Charlesa Wilsona antycypowały odkrycie promieniowania kosmicznego, który konstruując komorę jonizacyjną wykazał istnienie resztkowej jonizacji o nieznanym pochodzeniu (Wibig, 2002).

Specjaliści zajmujący się badaniami środowiska przyrodniczego już w 1949 r. za sprawą prac W.F. Libby’ego zauważyli, że promieniowanie kosmiczne, oddziałując na atmosferę ziemską prowadzi do powstania mierzalnej koncentracji izotopu  $^{14}\text{C}$  (Cockburn, Summerfield, 2004). Kilka lat później na podstawie badań meteorytów żelaznych wykaza-

no istnienie możliwej do zmierzenia koncentracji kosmogenicznego  $^3\text{He}$  oraz podano wartość współczynnika  $^3\text{He}/^4\text{He}$  (wówczas ~17–30%), wskazując na możliwość użycia metody helowej do wyznaczania wieku w zależności od dawki promieniowania kosmicznego, dając podwaliny pod współczesne badania helowe (por. Shuster, Farley, 2004). Z kolei w 1955 r. Davis i Schaffer zaproponowali zastosowanie w geologii izotopu kosmogenicznego  $^{36}\text{Cl}$  powstającego w ziarnach różnych minerałów na powierzchni Ziemi (Reedy i in., 1983). Pierwsze doniesienia wskazujące na możliwość zastosowania izotopów kosmogenicznych do wyznaczania współczynników denudacji (w tym przypadku  $^{41}\text{Ca}$  i  $^{39}\text{Ar}$ ) pojawiły się na początku lat 70. XX w., natomiast analizę izotopów kosmogenicznych gazów szlachetnych w skałach po raz pierwszy z powodzeniem zastosowano dla izotopu  $^{126}\text{Xe}$ , pochodzącego z próbki barytu (Cerling, Craig, 1994). Znaczny postęp w zakresie geologii radiogenicznej przyniosło wprowadzenie na przełomie lat 70. i 80. XX w. akceleratorowej spektrometrii mas (ang. AMS – *accelerator mass spectrometry*) oraz spektrometrii bazującej na gazach szlachetnych (Jull, Burr, 2006). Natomiast lawinowy wzrost popularności metody opartej na radionuklidach kosmogenicznych wyrażony ilością publikacji naukowych rozpoczął się w drugiej połowie lat 90. XX w. i trwa do dzisiaj (Dunai, 2010).

## PROMIENIOWANIE KOSMICZNE

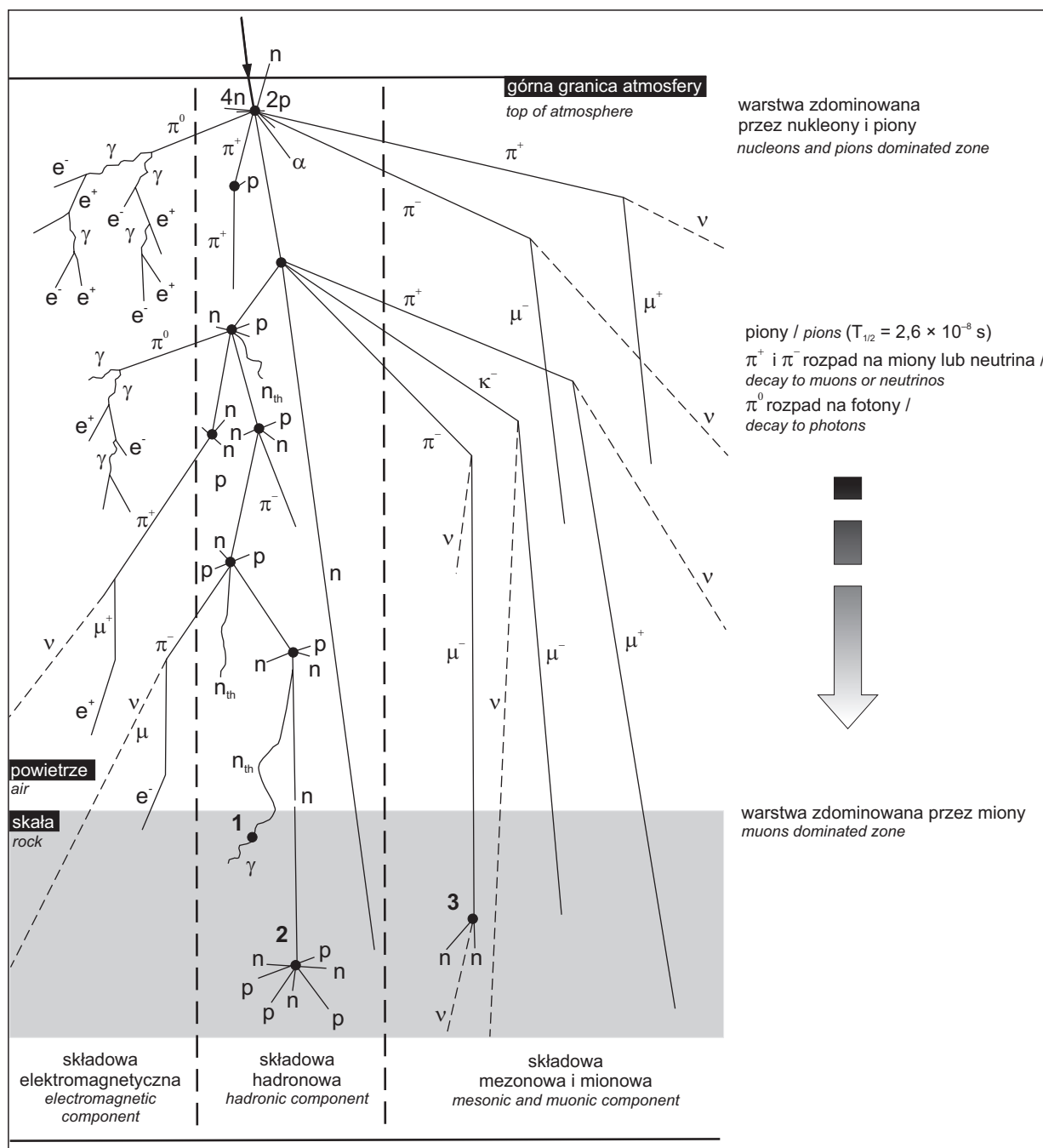
Promieniowanie kosmiczne może mieć źródło poza naszą galaktyką i energię rzędu 1–50 MeV (Reedy, 1987) oraz w obrębie naszej galaktyki w postaci galaktycznego promieniowania kosmicznego (ang. GCR – *galactic cosmic radiation*) o energii cząstek od ~1 do  $\sim 10^{10}$  GeV (GeV – giga elektronowolt) na nukleon (Gosse, Phillips, 2001). Wzbudzenie tak wysokich energii wiąże się obecnie z eksplozjami gwiazd nowych i supernowych, które w strefie Drogi Mlecznej występują z częstotliwością ok. raz na 50 lat, a wzbudzenie promieniowania kosmicznego stanowiąc ma pochodną powstałej fali uderzeniowej (Diehl i in., 2006). Podstawową barierę dla pierwotnego promieniowania kosmicznego docierającego do Ziemi stanowi atmosfera ziemska, w której zachodzi pierwszy etap rozpadu cząsteczkowego promieni kosmicz-

nych składających się w tym miejscu głównie z protonów (87%) i cząstek alfa (12%). W efekcie zderzenia z atomami atmosfery ziemskiej jest generowane zdominowane przez neutrony promieniowanie wtórne, na które składają się głównie miony, neutrino i fotony (Masarik, Beer, 1999), tworzące tzw. wielki pęk atmosferyczny (fig. 2). W dalszej fazie powstałe wtórne promieniowanie kosmiczne dociera do powierzchni Ziemi, gdzie zostaje pochłonięte przez hydrosferę i litosferę. W efekcie tego procesu obserwuje się zauważalny spadek koncentracji izotopów kosmogenicznych wraz z posuwaniem się w głąb ośrodka, która np. dla litej skały znajdującej się 3 m pod powierzchnią terenu jest bliska zeru (Braucher i in., 2003).

## POWSTAWANIE ZIEMSKICH RADIONUKLIDÓW KOSMOGENICZNYCH

Ziemskie radionuklidy kosmogeniczne (ang. TCN – *terrestrial cosmogenic nuclides*), w odróżnieniu od galaktycznych (ang. GCN – *galactic cosmogenic nuclides*), powstają w efekcie interakcji zachodzących między cząstkami składowymi kosmicznego promieniowania pierwotnego i wtórnego, a atomami obecnymi w atmosferze i w przy powierzchni

niowej warstwie powierzchni Ziemi. W zależności od energii, jaką dysponują cząstki promieniowania kosmicznego, proces powstawania radionuklidów kosmogenicznych jest warunkowany różnymi zjawiskami fizycznymi. Wśród nich do najważniejszych zaliczają się: spallacja (emisja nukleonów przez ciężkie jądro atomowe wskutek bombardowania



**Fig. 2. Schemat podstawowych procesów zachodzących w atmosferze i litosferze ziemskiej wywołanych przez wtórne promieniowanie kosmiczne, tworzące tzw. wielki pęk atmosferyczny**

Użyte symbole:  $n$  – neutron,  $p$  – proton,  $n_{th}$  – neutron termalny,  $e^+$  – pozytron,  $e^-$  – elektron,  $\mu$  – mion,  $\pi$  – pion,  $\nu$  – neutrino,  $\alpha$  – cząstka alfa,  $\gamma$  – promieniowanie gamma lub foton. Oznaczenia cyfrowe odnoszą się do procesów prowadzących do powstania poszczególnych izotopów: 1 –  $^{35}\text{Cl}(n_{th}, \gamma)^{36}\text{Cl}$ ; 2 –  $^{16}\text{O}(n, 4p3n)^{10}\text{Be}$ ; 3 –  $^{28}\text{Si}(n, p2n)^{26}\text{Al}$ . Skala pionowa nieliniowa. Na podstawie Gosse i Phillips (2001), zmienione

Diagrammatic sketch of primary forces acting in the Earth's atmosphere and lithosphere driven by secondary radiation forming a cosmic ray cascade

Symbols used:  $n$  – neutron,  $p$  – proton,  $n_{th}$  – thermal neutron,  $e^+$  – positron,  $e^-$  – electron,  $\mu$  – muon,  $\pi$  – pion,  $\nu$  – neutrino,  $\alpha$  – alpha particle,  $\gamma$  – gamma radiation or photon. Numbers relate to processes resulting in isotopes formation: 1 –  $^{35}\text{Cl}(n_{th}, \gamma)^{36}\text{Cl}$ ; 2 –  $^{16}\text{O}(n, 4p3n)^{10}\text{Be}$ ; 3 –  $^{28}\text{Si}(n, p2n)^{26}\text{Al}$ . The vertical scale is non-linear. Modified after Gosse and Phillips (2001)

protonami o bardzo dużej energii, większej od setek keV), wychwyt neutronów termicznych (spowalnianie neutronów obecnych w kaskadzie jądrowej), wychwyt mionów o ujemnym ładunku oraz szybkie miony (Dunai, 2010). W strefie

przypowierzchniowej Ziemi aż 98% całego docierającego promieniowania kosmicznego stanowi promieniowanie wtórne, zdominowane przez neutrony i miony (Masarik, Beer, 1999), które wchodzi w reakcje z atomami litosfery

i hydrosfery. Zjawiska związane z mionami odgrywają kluczową rolę pod powierzchnią terenu, gdzie poniżej głębokości 3–4 m stanowią jedyną możliwą przyczynę powstania radionuklidów kosmogenicznych. Z kolei przy bardzo wysokich energiach, rzędu powyżej 100 GeV, szybkie miony prowadzą do zjawiska promieniowania hamowania (ang. *braking radiation*, niem. *Bremsstrahlung*), w efekcie którego powstają neutrony wtórne (por. Skrzypczak, Szepliński, 2012). Mają one znaczenie w powstawaniu radionuklidów kosmogenicznych pod powierzchnią ziemi, głównie na bardzo dużych głębokościach przekraczających nawet 100 m (Dunai, 2010). Ponieważ tempo rozpadu izotopów radioaktywnych jest stałe w czasie, przyrost koncentracji radionuklidów w skale pozostającej w ciągłej ekspozycji na promieniowanie kosmiczne oraz przy założeniu braku erozji wzrasta w czasie. Natychmiast po powstaniu radionuklidów

rozpoczyna się ich rozpad, zgodnie ze stałą rozpadu właściwą dla danego izotopu. Jeśli miejsce jest eksponowane na promieniowanie kosmiczne w czasie równym 2–3 okresom połowicznego rozpadu danego izotopu, tempo produkcji i rozpadu mogą z czasem ulec wyrównaniu, a koncentracja izotopu osiągnie wtedy stan równowagi (saturacji) (ang. *secular equilibrium* lub *saturation*). W większości sytuacji geologicznych jedyny izotop, który jest w stanie osiągnąć stan saturacji w przypowierzchniowej warstwie skały stanowi kosmogeniczny  $^{14}\text{C}$ , pozostałe radionuklidy cechują się zbyt długimi okresami połowicznego rozpadu (tab. 1). W praktyce oznacza to, że w historii rozwoju rzeźby nie występują odpowiednio długie okresy czasu, które charakteryzowałyby się całkowitym brakiem aktywnych procesów erozyjnych, stąd stan równowagi izotopowej występuje niezwykle rzadko.

## TEMPO POWSTAWANIA

Liczne prace badawcze wskazują na istnienie szeregu zmiennych istotnie wpływających na jakość wyników datowań kosmogenicznych, wśród których do najważniejszych należą wskaźniki determinujące tempo powstawania izotopów oraz czynniki wpływające na zmianę swobodnej dostawy promieniowania kosmicznego (por. Lal, 1991; Dunai, 2000; Stone, 2000; Desilets, Zreda, 2003; Lifton i in., 2005). Powstawanie izotopów  $^{10}\text{Be}$  oraz  $^{26}\text{Al}$  na drodze rozpadu promieniotwórczego toru i uranu znajdujących się w strukturze minerałów w skałach jest na poziomie bliskim zeru, przez co przyjmuje się, że zawartość tych izotopów jest w całości pochodną reakcji wzbudzonych przez promieniowanie kosmiczne (por. Sharma, Middleton, 1989). Możliwość zastosowania metody TCN wymaga natomiast bardzo dokładnej znajomości podstawowych parametrów determinujących dawkę dostarczanego promieniowania kosmicznego do stanowiska badań. Intensywność procesu powstawania i akumulacji radionuklidów jest określana mianem współczynnika produkcji (ang. *production rate*). Tempo wytwarzania radionuklidów na Ziemi jest uzależnione głównie od rodzaju skały, szerokości geograficznej, wysokości nad poziomem morza, ciśnienia atmosferycznego oraz natężenia ziemskiego pola magnetycznego miejsca badań (Muzikar, 2005). Należy zauważyć, że część z wymienionych powyżej parametrów cechuje się zmiennością w czasie (O'Brien, 1979), co np. w przypadku długookresowych zmian w położeniu ziemskiego bieguna magnetycznego jest równoznacz-

ne ze zmianą szerokości geomagnetycznej dla danego miejsca (por. Merrill i in., 1998). Różnice wartości natężenia ziemskiego pola magnetycznego dla ostatnich 40–800 tysięcy lat (ka) wskazują, że w wysokich szerokościach geograficznych tempo produkcji było wyższe od współczesnego o ok. 6–7%, a w okolicy równika – o 10–12% (Masarik i in., 2001). Zmiany natężenia pola magnetycznego odgrywają znacznie większą rolę w przypadku rejonów zlokalizowanych w niskich szerokościach geograficznych niż na obszarach powyżej 35° szerokości geograficznej. Parametr w postaci wysokości nad poziomem morza uwzględnia zmianę wartości natężenia wtórnego promieniowania kosmicznego wraz z posuwaniem się w głąb atmosfery ziemskiej. Obecnie powszechnie stosuje się również wartość ciśnienia atmosferycznego do wyznaczania relacji między wysokością danego punktu powierzchni Ziemi, a wielkością dostarczonej dawki promieniowania kosmicznego (Stone, 2000). Próby rekonstrukcji zmian wartości powyższych parametrów w czasie i utworzenia globalnej bazy danych dla kluczowych zmiennych doprowadziły m.in. do opracowania tzw. „kosmo-kalkulatorów”, które umożliwiają w miarę precyzyjne i szybkie wyznaczanie wartości tempa produkcji radionuklidów lub/i wieku ekspozycji badanych obszarów powierzchni Ziemi. Przykładem mogą być kosmo-kalkulatory (Balco i in., 2008) opracowane w ramach realizacji dużych międzynarodowych programów badawczych CRONUS-Earth i CRONUS-EU (Phillips i in., 2016).

## METODY POBORU PRÓBEK I WSPÓLCZYNNIKI KORYGUJĄCE

Pobór skały jest wykonywany zazwyczaj przy użyciu młotka geologicznego i dłuta na zwartej powierzchni (fig. 1C), choć niektórzy badacze stosują również mechaniczne piły i wiertnice koronkowe do skał. Zalecana miąż-

szość profilu opróbowania nie powinna przekraczać kilku centymetrów, ze względu na zmiany koncentracji izotopów w głąb skały (fig. 1B). Każdorazowo na stanowisku badawczym należy zebrać wszystkie dane niezbędne do wyznacze-

nia tzw. współczynników korygujących, ze szczególnym uwzględnieniem parametrów związanych z orientacją przestrzenną prób oraz weryfikacją ewentualnej obecności obiektów topograficznych ograniczających swobodną dostawę promieniowania kosmicznego. Współczynniki korygujące (ang. *scaling factors*) stosowane w analizie radionuklidów kosmogenicznych (Dunne i in., 1999) umożliwiają korektę danych ze względu na zmiany w natężeniu promieniowania kosmicznego na poszczególnych obszarach Ziemi i są bezpośrednio sprzężone z tempem ich wytwarzania. W swych założeniach współczynniki te mają zapewnić porównywalność danych otrzymywanych dla obiektów pochodzących z różnych obszarów Ziemi, przy uwzględnieniu specyficznych właściwości danego miejsca badań. Współczynniki te można podzielić na dwie grupy: (i) do pierwszej z nich zaliczają się wszystkie parametry determinujące dawkę dostarczanego promieniowania kosmicznego, warunkującego tem-

po produkcji radionuklidów; (ii) w skład drugiej grupy wchodzi parametry fizyczne miejsca badań, decydujące o możliwościach sorpcyjnych ośrodka. Wśród najważniejszych elementów opisujących obiekt badań wskazywane są spadki stoków i przeszkody topograficzne (ang. *topographic shielding*; Dunne i in., 1999; Niedermann, 2002), indywidualne cechy morfologiczne badanej powierzchni (ang. *self shielding*), okresowa obecność pokrywy śnieżnej (Gosse, Phillips, 2001; Schildgen i in., 2005), obecność szaty roślinnej (Torres Acosta i in., 2015), skala i rozmiar erozji dla danej lokalizacji oraz wypiętrzanie i subsydencja, powodujące zmianę poziomu wysokościowego w czasie. Szczególnie pomocny przy planowaniu i prowadzeniu badań może okazać się przeznaczony do tego zagadnienia arkusz prac terenowych, który omówiono w podręczniku metodycznym „Cosmogenic Nuclides” (zob. Sobczyk, 2013).

### KOSMOGENICZNY BERYL ( $^{10}\text{Be}$ )

Beryl posiada jeden izotop stabilny  $^9\text{Be}$ , oraz dwa niestabilne kosmogeniczne  $^7\text{Be}$  i  $^{10}\text{Be}$ . Czas połowicznego rozpadu  $^7\text{Be}$  wynosi zaledwie 53 dni (Dunai, 2010), przez co nie znajduje on zastosowania w badaniach geologicznych. Natomiast dla  $^{10}\text{Be}$  nie funkcjonuje obecnie w literaturze jedna ustalona wartość na określenie czasu połowicznego rozpadu. Najczęściej podaje się wartość  $1,51 \pm 0,06$  Ma (Hofmann i in., 1987),  $1,36 \pm 0,7$  Ma (Nishiizumi i in., 2007) lub – według najnowszych badań przeprowadzonych dwoma różnymi metodami –  $1,39 \pm 0,01$  Ma przy zakresie błędów na poziomie 1% (Chemeleff i in., 2010; Korschinek i in., 2010). Jak pokazują badania, konsekwentnie stosowana procedura obliczeniowa dla danego zbioru próbek z wykorzystaniem któregośkolwiek wieku rozpadu połowicznego prowadzi do uzyskania zbliżonych, a więc prawidłowych wyników w przypadku wieków rzędu  $10^4$  lat (Dunai, 2010). Wybór wieku połowicznego rozpadu ma natomiast znaczenie dla próbek o złożonej historii (naprzemienne etapy ekspozycji i pogrze-

bania) lub o bardzo „zaawansowanym” wieku, bliskim stanowi równowagi, który dla metody  $^{10}\text{Be}$  kształtuje się na poziomie rzędu  $10^4$ – $10^6$  lat. W skałach zawierających kwarc, kosmogeniczny  $^{10}\text{Be}$  powstaje głównie w efekcie spallacji tlenu (Masarik, 2002), a w skałach węglanowych spallacji węgla (Braucher i in., 2005; Merchel i in., 2008). Tempo produkcji kosmogenicznego  $^{10}\text{Be}$  na poziomie morza w wysokich szerokościach geograficznych (ang. *SLHL – sea level high latitude*) wynosi dla kwarcu  $4,5 \pm 0,3$  atomów/ $\text{g}^{-1}$  rok $^{-1}$  / $\text{g}^{-1}$  a $^{-1}$  (Stone, 2000; Balco i in., 2008). Powstawanie  $^{10}\text{Be}$  w efekcie reakcji wychwytu mionów o ujemnym ładunku i szybkich mionów w strefie SLHL stanowi zaledwie 3,6% całkowitej produkcji  $^{10}\text{Be}$  w kwarcu (Heisinger i in., 2002a, b), a dominującym procesem produkcji jest spallacja. Główny minerał, z którego ekstrahowany jest izotop  $^{10}\text{Be}$  stanowi powszechnie występujący w skałach kwarc, rzadziej wykorzystywane są pirokseny, oliwiny, sanidyn i minerały węglanowe.

### KOSMOGENICZNY GLIN ( $^{26}\text{Al}$ )

Glin posiada jeden stabilny izotop  $^{27}\text{Al}$  oraz jeden kosmogeniczny  $^{26}\text{Al}$ , którego czas połowicznego rozpadu wynosi  $717 \pm 17$  ka (Granger, 2006). Ze względu na powszechne występowanie glinu w środowisku, w badaniach wykorzystuje się tylko te minerały, w których koncentracja  $^{27}\text{Al}$  jest odpowiednio niska, aby możliwe było zmierzenie stosunku  $^{27}\text{Al}/^{26}\text{Al}$ . Tempo produkcji kosmogenicznego  $^{26}\text{Al}$  w strefie SLHL wynosi dla kwarcu  $30$  atomów  $\text{g}^{-1}$  rok $^{-1}$  (Balco i in., 2008). Izotop  $^{26}\text{Al}$  powstaje w skałach głównie w efekcie zjawiska spallacji  $^{27}\text{Al}$  i Si (Masarik, 2002) oraz w znacznie mniejszym stopniu (4,5%) w efekcie oddziaływania szybkich mionów w kwarcu (Heisinger i in., 2002a).

W procesie nie-kosmogenicznego powstawania w środowiskach zasobnych w U, Th i Na izotop  $^{26}\text{Al}$  może tworzyć się w efekcie reakcji rozpadu  $^{23}\text{N}(\alpha, n)^{26}\text{Al}$  (Placzek i in., 2007). W badaniach geologicznych powszechnie stosuje się parę izotopową  $^{10}\text{Be}$ – $^{26}\text{Al}$  w celu odtworzenia kompleksowej historii ekspozycji form oraz pogrzebania osadów, natomiast nie stosuje się samego izotopu  $^{26}\text{Al}$  ze względu na zbyt małą powtarzalność wyników i ich niezadowalającą dokładność (Gosse, Phillips, 2001). Główny minerał, z którego ekstrahowany jest izotop  $^{26}\text{Al}$  stanowi w tym przypadku również kwarc.

## PREPARATYKA FIZYKOCHEMICZNA

Pewną niedogodnością omawianej metody jest długotrwała, a w przypadku części chemicznej, również kosztowna preparatyka prób skalnych. Pierwszy etap prac z zakresu mechanicznej separacji mineralnej nie różni się zbytnio od klasycznej techniki stosowanej przez niemal każde laboratorium pracujące na potrzeby geologii. Po rozdrobnieniu skały na kruszarce szczękowej i jej frakcjonowaniu sitowym, skała jest oczyszczana z minerałów metalicznych przy użyciu separatora magnetycznego oraz sprawdzana pod kątem obecności węglanów. W następnym etapie należy oddzielić kwarc, i poddać go długotrwałemu procesowi preparatyki chemicznej, którą prowadzi się zgodnie z powszechnie stosowanymi procedurami (Gosse, Phillips, 2001). Czas niezbędny do przeprowadzenia całego procesu chemicznego przygotowania prób do analizy wynosi średnio kilka tygodni, głównie ze względu na konieczność wytrawiania minerałów w wysokostężonych kwasach, koncentracji i ekstrakcji radioizotopów, a następnie przygotowania zestawów do analizy AMS. Pierwszy etap prac chemicznych stanowi wytrawianie próbki przy użyciu mieszaniny kwasów HCl i  $\text{H}_2\text{SiF}_6$ , co umożliwia oczyszczenie skały z niepożądanych faz mineralnych przy jednoczesnym zachowaniu kwarcu. Celem kolejnego etapu jest uzyskanie monomineralnego kompozytu kwarcowego w najczystszej formie poprzez sekwencyjne rozpuszczanie w kwasie HF i  $\text{HNO}_3$ , co ma zapewnić wyeliminowanie możliwego wpływu meteorycznego  $^{10}\text{Be}$  powstającego w atmosferze (por. Kohl, Nishiizumi, 1992). Oczyszczona w ten sposób frakcja kwarcu o rozmiarze od 0,25 do 1,00 mm, jest następnie poddawana dla każdej

próbki z osobna, rozpuszczaniu w stężonym kwasie fluorowodorowym. Powstały roztwór kwarcowy o znanej masie wzbogaca się następnie o ok. 100  $\mu\text{l}$  nośnika izotopowego o stężeniu 3,025 ppm  $^9\text{Be}$ , uzyskiwanego np. z kryształów fenakitu ( $\text{Be}_2\text{SiO}_4$ ) pochodzącego z kopalń zlokalizowanych na dużych głębokościach (por. Merchel i in., 2008), a więc z założenia bez udziału izotopu  $^{10}\text{Be}$ . Kolejny etap stanowi proces uzyskiwania pożądanego radionuklidu z roztworu w ilości i o jakości odpowiedniej do analizy AMS. Separację izotopów z roztworu przeprowadza się zazwyczaj przez stopniową ekstrakcję i wytrącanie z roztworu. Zarówno beryl, jak i glin w tym procesie są sprowadzane odpowiednio do  $\text{Be}(\text{OH})_2$  i  $\text{Al}(\text{OH})_3$ , a następnie utleniane w wysokiej temperaturze rzędu  $800^\circ\text{C}$  do  $\text{BeO}$  i  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Celem tego zabiegu jest uzyskanie jak największej ilości radionuklidu, odizolowanie izotopów kosmogenicznych od nie-kosmogenicznych, odizolowanie izotopów kosmogenicznych od izotopów o tej samej masie atomowej (np.  $^{10}\text{B}$ ), a następnie doprowadzenie próbki do formy odpowiedniej do przeprowadzenia analizy AMS (Gosse, Phillips, 2001). W ramach analizy AMS wykorzystuje się odpowiednio skalibrowane standardy wieku, np. dla współczynnika  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  jest to standard NIST (ang. *National Institute of Standards and Technology*) numer SRM 4325 (Rixhon i in., 2011). Z kolei dla pary  $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$  sytuacja jest nieco bardziej skomplikowana, ze względu na brak ogólnie przyjętego standardu. Przykładowo laboratorium CEREGE (Francja) stosuje własny standard SM-Al-11 (por. Arnold i in., 2010).

## ZAKRES BŁĘDÓW I INTERPRETACJA DANYCH

Wyniki analizy z zastosowaniem radionuklidów kosmogenicznych są obarczone błędami, które mogą powstawać na każdym etapie procesu badawczego. Do najbardziej problematycznych składowych zaliczają się te odnoszące się do danych charakteryzujących styl i przebieg erozji oraz tempo produkcji radionuklidów. Całkowity wskaźnik błędu pomiarowego w metodzie  $^{10}\text{Be}$  wynosi zazwyczaj poniżej 1% (por. Arnold i in., 2010). Zestawienie najważniejszych źródeł błędów, mogących powstać na poszczególnych etapach analizy wraz z ich szczegółową charakterystyką i wskazaniem możliwości ich zminimalizowania, zawiera opracowanie Gosse'a i Phillipsa (2001). Prezentacja danych uzyskanych w trakcie badań nad zawartością radionuklidów kosmogenicznych opiera się na wykresach zależności dla kilku składowych

w postaci całkowitej zawartości atomów danego izotopu, stosunku izotopowego i czasu. Podstawową a zarazem specyficzną formą prezentacji danych kosmogenicznych jest wykres typu banana (ang. *banana plot*) opisujący zależność między koncentracją atomu  $^{10}\text{Be}$  a współczynnikiem pary izotopowej  $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$  (Lal, 1991). Wykres ten jest wykorzystywany do interpretacji wyników badań pod kątem przebiegu erozji ze szczególnym uwzględnieniem kompleksowej historii rozwoju formy morfologicznej ulegającej z czasem pogrzebaniu i reekspozycji. Przy wysokich wartościach współczynnika erozji, radionuklidy powstające na dużych głębokościach w reakcjach z udziałem mionów mogą osiągnąć powierzchnię terenu przed końcem okresu rozpadu, co może powodować stężenia ze strefy powyżej równomiernej erozji.

## RADIONUKLIDY KOSMOGENICZNE – PERSPEKTYWY BADAWCZE

Procesy związane z rozwojem rzeźby stanowią często ważną składową badań geologicznych, a dzięki przesłankom pośrednim pozwalają na umiejscawianie wydarzeń geolo-

gicznych w czasie. Zależność ta powoduje, że problematyka rozwoju topografii od lat stanowi ważny przedmiot badań geologicznych, które dzięki różnorodnym metodom datowa-

nia bezwzględne rzucają zupełnie nowe światło na historię ewolucji geologicznej. Izotopy kosmogeniczne wydają się być w tym przypadku bardzo skuteczną metodą w analizie rzeźby, zwłaszcza na potrzeby systematyzacji późno-kenozoicznego etapu rozwoju geologicznego. W naukach o Ziemi zdecydowana większość opracowań skupia się na zastosowaniu radionuklidów  $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$  pod kątem określania współczynników erozji i denudacji zarówno krótko-, jak i długookresowych (Kirchner i in., 2006), oraz tempa wypiętrzania tektonicznego i erozyjnego rozcinania podłoża (Siamme i in., 2004). Badania te są zazwyczaj prowadzone w skałach całych zlewni na podstawie próbek pobranych z wychodni skał podłoża oraz z osadów sedymentowanych na tym podłożu w dolinach rzecznych (Granger i in., 1996; Repka i in., 1997; Schaller i in., 2001). Osobną grupę zagadnień stanowi wykorzystanie TCN na potrzeby określania wieku ekspozycji formy rzeźby lub dokonywania korelacji zmian topografii z etapami pogrzebienia i ekshumacji (Stroeven i in., 2002; Wakasa i in., 2004; Phillips i in., 2006). Podejście to umożliwia wyznaczanie z dużą dokładnością m.in. tempa erozji rzecznej, rekonstrukcji ewolucji sieci hydrograficznej, wypiętrzania tektonicznego, zmian zasięgu lodowców czy też wieku drobnych form wietrzeniowych. Narzędzie to daje również po raz pierwszy możliwość określania wieku bezwzględnej formy w kontekście wielkoskalowego rozwoju morfologicznego badanego obszaru. Obserwując drogę ewolucji współczesnych badań geologicznych nad problematyką dotyczącą datowania form rzeźby terenu, metoda analizy izotopów kosmogenicznych stanowi z całą pewnością nowoczesne źródło pozyskiwania danych o dużym potencjale interpretacyjnym. Źródło, które jest powszechnym narzędziem pracy licznych grup badawczych z całego świata, a uzyskiwane dane mają nierzadko dużą wartość naukowo-poznawczą. Takie cechy, jak np. możliwość wyznaczenia minimalnego wieku ekspozycji formy na powierzchni terenu lub

maksymalnej wartości tempa denudacji zarówno na podstawie izotopu  $^{10}\text{Be}$ , jak i  $^{26}\text{Al}$ , to unikalne źródło informacji o otaczającej nas topografii. Zastosowanie metody opartej na radionuklidach kosmogenicznych, w połączeniu np. z danymi uzyskanymi w ramach niskotemperaturowych badań termochronologicznych metodami trakovymi oraz (U-Th)/He, stanowi jedną z najnowszych technik rekonstrukcji historii ewolucji rzeźby w różnych skalach czasowych (por. Cockburn i in., 2000; Kirchner i in., 2006; Gunnell i in., 2007; Kuhlemann i in., 2009; Sobczyk, 2012). Możliwym staje się również określanie relacji między minimalnym wiekiem ekspozycji a pozycją morfologiczną badanej formy rzeźby, czy też datowanie wieku formowania się systemów krasowych i związanym z tym rozwojem sieci rzecznej w skali pojedynczej zlewni (por. Anthony, Granger, 2006; Tassy i in., 2013). Warto jednak podkreślić, że mimo wielu wartościowych wyników, istnieją pewne ograniczenia, warunkujące stosowalność tych metod chronologicznych. Przede wszystkim należy pamiętać, że obliczona wartość wieku ekspozycji powinna być rozumiana jako minimalny czas, który upłynął od momentu wejścia badanego fragmentu podłoża w strefę oddziaływania promieniowania kosmicznego przy założeniu zerowej erozji. W praktyce oznacza to, że stosując metodę TCN, nie można określić maksymalnego wieku dla wielu współcześnie występujących form rzeźby, ponieważ akumulacja izotopów w skale i erozyjna kompensacja związana z wietrzeniem zachodzą jednocześnie. Określenie maksymalnego wieku ekspozycji jest natomiast możliwe dla obszarów, które posiadają dobrze poznaną i względnie młodą rzeźbę, jak np. rejony polodowcowe (por. Stroeven i in., 2002; Phillips i in., 2006; Engel i in., 2014). W przypadku form rzeźby, których wiek ma przypuszczalnie wartość większą od dopuszczalnej zakresem metody, na potrzeby systematyzacji geochronologicznej należy stosować odpowiednio współczynniki denudacji (por. Braucher i in., 2009).

## RADIONUKLIDY KOSMOGENICZNE – AKTUALNY STAN BADAŃ W POLSCE

Dotychczas na terenie Polski analiza radionuklidów kosmogenicznych była stosowana sporadycznie, choć każdorazowo uzyskane wyniki wniosły ważne nowe informacje w zakresie rozpoznania ewolucji geologicznej badanych obszarów. Wspomniana grupa metod została po raz pierwszy z powodzeniem zastosowana w Polsce pod koniec lat 90. XX wieku, kiedy to Dzierżek i in. (1999), analizując koncentrację kosmogenicznego  $^{36}\text{Cl}$  w głazach morenowych, dokonali rekonstrukcji powstania i ewolucji form akumulacji lodowcowej w dolinach polskich Tatr Wysokich w zakresie od 21,0 do 6,5 ka. Zagadnienie zlodowacenia Tatr podjęli również Makos i in. (2016), prezentując rekonstrukcję późnocyfrowego etapu rozwoju doliny Bystrej w Tatrach Zachodnich bazującą na analizie  $^{36}\text{Cl}$ . Wyodrębnili oni kilka etapów rozwoju zlodowacenia doliny Bystrej, korelując je z oscylacjami klimatycznymi plejstocenu, jednocześnie donosząc po raz pierwszy dla Tatr o udokumentowanych geo-

chronologicznie reliktach najstarszego dryasu. Analiza kosmogenicznego  $^{36}\text{Cl}$  była również podstawą systematyzacji geochronologicznej plejstocenu obszaru Pojezierza Suwalskiego (Dzierżek, Zreda, 2007), gdzie autorzy wykazali asynchronizację w depozycji osadów lodowcowych wyrażoną dużym zróżnicowaniem wieków ekspozycji głazów eratycznych w przedziale 28–11 ka. Rinterknecht i in. (2005), analizując koncentrację izotopu  $^{10}\text{Be}$  w eratykach zdeponowanych na wałach morenowych fazy pomorskiej w północno-zachodniej i północno-wschodniej Polsce, wyznaczyli średni wiek ostatecznej depozycji osadów lodowcowych dla tej fazy na  $14,8 \pm 0,4$  ka. Podobnie Rinterknecht i in. (2006) na podstawie szerokiej bazy ponad 100 oznaczeń koncentracji kosmogenicznego  $^{10}\text{Be}$  oraz 70 oznaczeń radiowęglowych  $^{14}\text{C}$  wykazali trzy fazy fluktuacji lądolodu skandynawskiego u jego południowo-wschodnich granic, będących następstwem deglacjacji czapy lodowej w między 25 a 12 ka.



Z kolei na obszarze Sudetów podjęto próby datowania osadów plejstoceńskich zdeponowanych w strefie kotłów polodowcowych Karkonoszy na podstawie izotopu  $^{10}\text{Be}$  (Braucher i in., 2006; Engel i in., 2011, 2014). Wykazały one obecność kilku faz deglacji lodowców górskich w przedziale czasowym od 21,0 do 12,9 ka, a zasięgi najstarszych wałów morenowych autorzy korelują z początkowymi fazami maksimum ostatniego zlodowacenia. Natomiast odmienną problematykę badawczą podjął Sobczyk (2012), który stosując parę izotopową  $^{10}\text{Be}$  i  $^{26}\text{Al}$ , przedstawił oznaczenia wieku minimalnej ekspozycji ostańców skalnych z obszaru Rudaw

Janowickich (Sudety Zachodnie), która wynosi od 69,8 do 5,6 ka dla  $^{10}\text{Be}$  oraz od 39,2 do 2,1 ka dla  $^{26}\text{Al}$ . Autor ten przedstawił również przestrzenny rozkład natężenia procesów denudacyjnych na obszarze małej zlewni górskiej potoku Janówka i związane z nim zróżnicowanie tempa ekshumacji skał warunkowanego pozycją topograficzną. Z kolei Łuszczek i in. (2012), stosując analizę zawartości oraz składu izotopowego gazów szlachetnych w meteorycie Sołtmany L6 (upadek w 2011 r., NE Polska), określili wiek ekspozycji na promieniowanie kosmiczne na poziomie 29,2 Ma oraz przedstawili możliwe ścieżki ewolucji.

## PODSUMOWANIE

Zastosowanie pary izotopów  $^{10}\text{Be}$  oraz  $^{26}\text{Al}$  pozwala na porównanie dwiema niezależnymi metodami jakości uzyskanych wyników (por. Braucher i in., 2000; Wakasa i in., 2004). Należy zauważyć, że w literaturze przedmiotu znaleźć można sugestie, że znacznie lepsze rezultaty otrzymuje się dla pary  $^{10}\text{Be}$  oraz  $^{21}\text{Ne}$ , szczególnie dla obszarów o długiej historii ewolucji topografii (por. van den Weteren, Dunai, 2001; Balco, Shuster, 2009; Antón i in., 2012). Różnice w jakości uzyskiwanych wyników są głównie podyktowane wciąż znacznymi źródłami niedokładności, leżącymi u samych podstaw nie do końca jeszcze dopracowanej w szczegółach metodyki analizy  $^{26}\text{Al}$ , związanymi zwłaszcza z trudnościami w pozyskiwaniu tego izotopu z zawierających go minerałów oraz z późniejszą kalibracją uzyskanych wyników (Dunai, 2010). Niemniej jednak, mimo swych aktualnych ograniczeń, metoda ta umożliwia – poprzez porównanie wyników dla dwóch różnych izotopów – pewne uwiarygodnienie oceny zmian dostawy promieniowania kosmicznego w czasie, w tym identyfikacji ewentualnych epizodów pogrzebienia na podstawie analizy trendu zależności obu zestawów danych. Równie istotna jest możliwość oceny ewentualnego zachowania w obrębie minerałów pozostałości izotopów odziedziczonych z wcześniejszych faz

rozwoju rzeźby. Interdyscyplinarność realizowanych badań pozwala w lepszy sposób oddać istotę procesów i zjawisk rządzących ewolucją Ziemi w kontekście późnokozoicznej historii rozwoju, co stwarza okazję do dyskusji wyników w ujęciu wieloaspektowym między specjalistami z różnych dziedzin. W związku z dużym potencjałem naukowym metody bazującej na izotopach kosmogenicznych, w perspektywie najbliższych lat celowym wydaje się być podjęcie na obszarze Polski próby pełniejszej systematyzacji wiekowej wybranych elementów topografii, produktów procesów geologicznych oraz formacji osadowych o wieku trudnym do określenia z zastosowaniem tradycyjnych metod geochronologicznych.

**Podziękowania.** Niniejszy tekst powstał częściowo na podstawie mojej pracy doktorskiej zrealizowanej pod kierunkiem prof. Pawła Aleksandrowskiego, któremu w tym miejscu pragnę gorąco podziękować za okazaną pomoc i wsparcie merytoryczne.

*Praca została wykonana w ramach projektu badawczego MNiSzW numer 0250/B/P01/2009/36 pt. „Zastosowanie radionuklidów kosmogenicznych  $^{10}\text{Be}$  i  $^{26}\text{Al}$  w analizie geomorfologiczno-geologicznej Rudaw Janowickich i Kotliny Kamiennogórskiej”.*

## LITERATURA

- ANTHONY D.M., GRANGER D.E., 2006 — Five million years of Appalachian landscape evolution preserved in cave sediments. *GSA Spec. Pap.*, **404**: 39–50.
- ANTÓN L., RODÉS A., DE VICENTE G., PALLÀS R., GARCIA-CASTELLANOS D., STUART F.M., BRAUCHER R., BOURLÈS D., 2012 — Quantification of fluvial incision in the Duero Basin (NW Iberia) from longitudinal profile analysis and terrestrial cosmogenic nuclide concentrations. *Geomorphology*, **165/166**: 50–61.
- ARNOLD M., MERCHEL S., BOURLÈS D.L., BRAUCHER R., BENEDETTI L., FINKEL R.C., AUMAÎTRE G., GOTTDANG A., KLEIN M., 2010 — The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: Improved performance and developments. *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res.*, **B268**: 1954–1959.
- BALCO G., SHUSTER D., 2009 —  $^{26}\text{Al}$ - $^{10}\text{Be}$ - $^{21}\text{Ne}$  burial dating. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **286**: 570–575.
- BALCO G., STONE J.O., LIFTON N.A., DUNAI T.J., 2008 — A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  measurements. *Quatern. Geochron.*, **3**: 174–195.
- BRAUCHER R., BOURLÈS D., BROWN E.T., COLIN F., MULLER J.P., BRAUN J.J., DELAUNE M., MINKO A.E., LESCOUET C., RAISBECK G.M., YIOU F., 2000 — Application of in situ-produced cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  to the study of lateritic soil development in tropical forest: theory and examples from Cameroon and Gabon. *Chem. Geol.*, **170**: 95–111.
- BRAUCHER R., BROWN E.T., BOURLÈS D.L., COLIN F., 2003 — In situ-produced  $^{10}\text{Be}$  measurements at great depths: impli-

- cations for production rates by fast muons. *Earth and Planet. Sci. Let.*, **211**: 251–258.
- BRAUCHER R., BENEDETTI L., BOURLÈS D., BROWN E.T., CHARDON D., 2005 — Use of in situ-produced Be-10 in carbonate-rich environments: A first attempt. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **69**: 1473–1478.
- BRAUCHER R., KALVODA J., BOURLÈS D.L., BROWN E., ENGEL Z., MERCIER J.L., 2006 — Late Pleistocene deglaciation in the Vosges and the Krkonoše mountains: correlation of cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  exposure ages. *Geogr. Čas.*, **58**, 1: 3–14.
- BRAUCHER R., Del CASTILLO P., SIAME L., HIDY A.J., BOURLÈS D., 2009 — Determination of both exposure time and denudation rate from an in situ-produced  $^{10}\text{Be}$  depth profile: A mathematical proof of uniqueness. Model sensitivity and applications to natural cases. *Quatern. Geochron.*, **4**: 56–67.
- CERLING T.E., CRAIG H., 1994 — Geomorphology and in-situ cosmogenic isotopes. *Ann. Rev. Ear. Plan. Sci.*, **22**: 273–317.
- CHEMELEFF J., VON BLANCKENBURG F., KOSSERT K., JAKOB D., 2010 — Determination of the  $^{10}\text{Be}$  half-life by Multi Collector ICP-MS and liquid scintillation counting. *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res.*, **B268**, 2: 192–199.
- COCKBURN H.A.P., SUMMERFIELD M.A., 2004 — Geomorphological applications of cosmogenic isotope analysis. *Prog. Phys. Geogr.*, **28**, 1: 1–42.
- COCKBURN H.A.P., BROWN R.W., SUMMERFIELD M.A., SEIDL M.A., 2000 — Quantifying passive margin denudation and landscape development using a combined fission-track thermochronology and cosmogenic isotope analysis approach. *Earth and Planet. Sci. Let.*, **179**: 429–435.
- DESILETS D., ZREDA M., 2003 — Spatial and temporal distribution of secondary cosmic-ray nucleon intensities and applications to in-situ cosmogenic dating. *Earth and Planet. Sci. Let.*, **206**: 21–42.
- DIEHL R., HALLOIN H., KRETSCHMER K., LICHTI G.G., SCHÖNFELDER V., STRONG A.W., Von KIELIN A., WANG W., JEAN P., KNÖDLSIEDER J., ROQUES J.P., WEIDENSPONTNER G., SCHANNE S., HARTMANN D.H., WINKLER C., WUNDERER C., 2006 — Radioactive  $^{26}\text{Al}$  from massive stars in the Galaxy. *Nature*, **439**: 45–47.
- DUNAI T., 2000 — Scaling factors for production rates of in-situ produced cosmogenic nuclides: a critical reevaluation. *Earth and Planet. Sci. Let.*, **176**: 157–169.
- DUNAI T., 2010 — Cosmogenic nuclides. Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences. Camb. Univ. Press., New York.
- DUNNE J., ELMORE D., MUZIKAR P., 1999 — Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. *Geomorphology*, **27**: 3–11.
- DZIERŻEK J., ZREDA M., 2007 — Timing and style of deglaciation of northeastern Poland from cosmogenic  $^{36}\text{Cl}$  dating of glacial and glaciofluvial deposits. *Geol. Quart.*, **51**, 2: 203–216.
- DZIERŻEK J., NITYCHORUK J., ZREDA-GOSTYŃSKA G., ZREDA M., 1999 — Metoda datowania kosmogenicznym izotopem  $^{36}\text{Cl}$  – nowe dane do chronologii glacialnej Tatr Wysokich. *Prz. Geol.*, **47**, 11: 987–992.
- ENGEL Z., TRACZYK A., BRAUCHER R., WORONKO B., KRÍŽEK M., 2011 — Use of  $^{10}\text{Be}$  exposure ages and Schmidt hammer data for correlation of moraines in the Krkonoše Mountains, Poland/Czech Republic. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **55**, 2: 175–196.
- ENGEL Z., BRAUCHER R., TRACZYK A., LAETITIA L., Aster Team, 2014 —  $^{10}\text{Be}$  exposure age chronology of the last glaciation in the Krkonoše Mountains, Central Europe. *Geomorphology*, **206**: 107–121.
- GOSSE J.C., PHILLIPS F.M., 2001 — Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quat. Sci. Rev.*, **20**: 1475–1560.
- GRANGER D.E., 2006 — A review of burial dating methods using  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$ : in situ produced cosmogenic nuclides and quantification of geological processes. *GSA Spec. Pap.*, **415**: 1–16.
- GRANGER D.E., KIRCHNER J.W., FINKEL R., 1996 — Spatially averaged long-term erosion rates measured from in situ produced cosmogenic nuclides in alluvial sediment. *J. Geol.*, **104**: 249–257.
- GUNNELL Y., BRAUCHER R., BOURLÈS D., ANDRÉ G., 2007 — Quantitative and qualitative insights into bedrock landform erosion on the South Indian craton using cosmogenic nuclides and apatite fission tracks. *GSA Bulletin*, **119**, 5/6: 576–585.
- HEISINGER B., LAL D., JULL A.J.T., KUBIK P., IVY-OCHE S., NEUMAIER S., KNIE K., LAZAREV V., NOLTE E., 2002a — Production of selected cosmogenic radionuclides by muons; 1. Fast muons. *Earth and Planet. Sci. Let.*, **200**: 345–355.
- HEISINGER B., LAL D., JULL A. J. T., KUBIK P., IVY-OCHE S., KNIE K., NOLTE E., 2002b — Production of selected cosmogenic radionuclides by muons; 2. Capture of negative muons. *Earth and Planet. Sci. Let.*, **200**: 357–369.
- HOFMANN H.J., BEER J., BONANI G., Von GUNTEN H.R., RAMAN S., SUTER M., WALKER R.L., WÖLFLI W., ZIMMERMANN D., 1987 —  $^{10}\text{Be}$ : half life and AMS-standards. *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res.*, **B29**: 32–36.
- JULL A.J.T., BURR G.S., 2006 — Accelerator mass spectrometry: Is the future bigger or smaller? *Earth and Planet. Sci. Let.*, **243**: 305–325.
- KIRCHNER J.W., RIEBE C.S., FERRIER K.L., FINKEL R.C., 2006 — Cosmogenic nuclide methods for measuring long-term rates of physical erosion and chemical weathering. *J. Geoch. Expl.*, **88**: 296–299.
- KOHL C.P., NISHIZUMI K., 1992 — Chemical isolation of quartz for measurement of in-situ-produced cosmogenic nuclides. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **56**: 3583–3587.
- KORSCHINEK G., BERGMAIER A., FAESTERMANN T., GERSTMANN U.C., KNIE K., RUGEL G., WALLNER A., DILLMANN I., DOLLINGER G., LIERSE Von GOSTOMSKI CH., KOSSERT K., MAITIA M., POUTIVTSEV M., REMMERT A., 2010 — A new value for the half-life of  $^{10}\text{Be}$  by heavy-ion elastic recoil detection and liquid scintillation counting. *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res.*, **B268**: 187–191.
- KUHLEMANN J., KRUMREI I., DANIŠÍK M., Van der BORG K., 2009 — Weathering of granite and granitic regolith in Corsica: short-term  $^{10}\text{Be}$  versus long-term thermochronological constraints. *W: Thermochronological Methods: From Palaeotemperature Constraints to Landscape Evolution Models* (red. F. Lisker i in.). *Geol. Soc., Spec. Publ., London*, **324**: 217–235.
- LAL D., 1991 — Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planet. Sci. Let.*, **104**: 424–439.
- LIFTON N., BIEBER J.W., CLEM J.M., DULDIG M.L., EVENSON P., HUMBLE J.E., PYLE R., 2005 — Addressing solar modulation and long-term uncertainties in scaling secondary cosmic rays for in situ cosmogenic nuclide applications. *Earth and Planet. Sci. Let.*, **239**: 140–161.
- ŁUSZCZEK K., DALCHER N., LEYA I., 2012 — Cosmogenic and radiogenic noble gases in the Sołtmany L6 chondrite. *Meteorites*, **2**, 1/2: 39–43.
- MAKOS M., RINTERKNECHT V., BRAUCHER R., ŻARNOWSKI M., Aster Team, 2016 — Glacial chronology and palaeo-

- climate in the Bystra catchment, Western Tatra Mountains (Poland) during the Late Pleistocene. *Quat. Sci. Rev.*, **134**: 74–91.
- MASARIK J., 2002 — Numerical simulation of in situ production of cosmogenic nuclides. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **66**: A491.
- MASARIK J., BEER J., 1999 — Simulation of particle fluxes and cosmogenic nuclide production in the Earth's atmosphere. *J. Geoph. Res.*, **104**: 12099–12111.
- MASARIK J., FRANK M., SCHÄFER J., WIELER R., 2001 — Correction of in situ cosmogenic nuclide production rates for geomagnetic field intensity variations during the past 800,000 years. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **65**, 17: 2995–3003.
- MERCHEL S., HERPERS U., 1999 — An update on radiochemical separation techniques for the determination of long-lived radionuclides via accelerator mass spectrometry. *Radiochimica Acta*, **84**: 215–219.
- MERCHEL S., BRAUCHER R., BENEDETTI L., GRAUBY O., BOURLE'S D., 2008 — Dating carbonate rocks with in-situ produced cosmogenic Be-10: Why it often fails. *Quatern. Geochr.*, **3**: 299–307.
- MERRILL R.T., MCELHINNY M.W., MCFADDEN P.L., 1998 — The Magnetic Field of the Earth. Academic Press, San Diego.
- MUZIKAR P., 2005 — Geomagnetic field variations and the accumulation of in-situ cosmogenic nuclides in an eroding landform. *Geoch. Cosm. Acta*, **69**, 16: 4127–4131.
- NIEDERMANN S., 2002 — Cosmic-ray-produced noble gases in terrestrial rocks: dating tools for surface processes. *Rev. Min. Geoch.*, **47**: 731–784.
- NISHIIZUMI K., IMAMURAM, CAFFEE M.W., SOUTHON J.R., FINKEL R.C., MCANINCH J., 2007 — Absolute calibration of  $^{10}\text{Be}$  AMS standards. *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res.*, **B258**: 403–413.
- O'BRIEN K., 1979 — Secular variations in the production of cosmogenic isotopes in the Earth's atmosphere. *J. Geoph. Res.*, **84**: 423–431.
- PHILLIPS W.M., HALL A.M., MOTTRAM R., FIFIELD L.K., SUGDEN D.E., 2006 — Cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  exposure ages of tors and erratics, Cairngorm Mountains, Scotland: Timescales for the development of a classic landscape of selective linear glacial erosion. *Geomorph.*, **73**: 222–245.
- PHILLIPS M.F., ARGENTO D.C., BALCO G., CAFFEE M.W., CLEM J., DUNAI T.J., FINKEL R., GOEHRING B., GOSSE J.C., MUDSON A.M., JULL, T., KELLY, M.A., KURZ, M., LAL D., LIFTON N., MARRERO S.M., NISHIIZUMI K., REEDY, R.C., STONE J.O.H., SWANSON, T., ZREDA, M.G., 2016 — The CRONUS-Earth Project: A synthesis. *Quatern. Geochronology*, **31**: 119–154.
- PLACZEK C., GRANGER D., CAFFEE M., 2007 — Radiogenic  $^{26}\text{Al}$  chronometry of evaporites. *Geoch. Cosm. Acta*, **71**: A765.
- PORTENGA E.W., BIERMAN P.R., 2011 — Understanding Earth's eroding surface with  $^{10}\text{Be}$ . *GSA Today*, **21**, 8: 4–10.
- REEDY R.C., 1987 — Predicting the production rates of cosmogenic nuclides in extraterrestrial matter. *Nuc. Inst. Met. Phys. Res.*, **B29**: 251–261.
- REEDY R.C., ARNOLD J.R., LAL D., 1983 — Cosmic-ray record in solar system matter. *Science*, **219**: 127–134.
- REPKA J.L., ANDERSON R.S., FINKEL R.C., 1997 — Cosmogenic dating of fluvial terraces, Fremont River, Utah. *Earth and Planet. Sci. Let.*, **152**: 59–73.
- RINTERKNECHT V.R., MARKS L., PIOTROWSKI J.A., RAISBECK G.M., YIOU F., BROOK E.J., CLARK P.U., 2005 — Cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  ages on the Pomeranian Moraine, Poland. *Boreas*, **34**: 186–191.
- RINTERKNECHT V.R., CLARK P.U., RAISBECK G.M., YIOU F., BITINAS A., BROOK E.J., MARKS L., ZELCS V., LUNKA J.P., PAVLOVSKAYA I.E., PIOTROWSKI J.A., RAUKAS A., 2006 — The last deglaciation of the Southeastern sector of the Scandinavian Ice Sheet. *Science*, **311**: 1449–1452.
- RIXHON G., BRAUCHER R., BOURLÈS D., SIAME L., BOVY B., DEMOULIN A., 2011 — Quaternary river incision in NE Ardennes (Belgium) – Insights from  $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$  dating of river terraces. *Quatern. Geochr.*, **6**: 273–284.
- SCHALLER M., Von BLANCKENBURG F., HOVIUS N., KUBIK P.W., 2001 — Large-scale erosion rates from in situ produced cosmogenic nuclides in European river sediments. *Earth and Planet. Sci. Let.*, **188**: 441–458.
- SCHILDGEN T.F., PHILLIPS W.M., PURVES R.S., 2005 — Simulation of snow shielding corrections for cosmogenic nuclide surface exposure studies. *Geomorphology*, **64**: 67–85.
- SHARMA P., MIDDLETON R., 1989 — Radiogenic production of  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  in uranium and thorium ores: Implications for studying terrestrial samples containing low levels of  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$ . *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **53**: 709–716.
- SHUSTER D.L., FARLEY K.A., 2004 —  $^4\text{He}/^3\text{He}$  thermochronometry. *Earth and Planet. Sci. Let.*, **217**: 1–17.
- SIAME L., BELLIER O., BRAUCHER R., SEBRIER M., CUSHING M., BOURLÈS D.L., HAMELIN B., BAROUX E., DE VOOGD B., RAISBECK B., YIOU F., 2004 — Local erosion rates versus active tectonics: cosmic ray exposure modelling in Provence (south-east France). *Earth and Planet. Sci. Let.*, **220**: 345–364.
- SKRZYPCZAK E., SZEFLIŃSKI Z., 2012 — Wstęp do fizyki jądra atomowego i cząstek elementarnych (wyd. 2), Wydaw. PWN, Warszawa.
- SOBCZYK A., 2012 — Datowanie procesów rzeźbotwórczych w Rudawach Janowickich i Kotlinie Kamiennogórskiej (Sudety) metodami termochronologii niskotemperaturowej oraz analizy radionuklidów kosmogenicznych [pr. doktor.], Uniwersytet Wrocławski, Wrocław, 130 pp.
- SOBCZYK A., 2013 — Dunai, Tibor, 2010, Cosmogenic nuclides. Principles, concepts and applications in the earth surface sciences. Cambridge University Press, New York, 187 pp. *Prz. Geol.*, **61**, 8: 449.
- STONE J.O., 2000 — Air pressure and cosmogenic isotope production. *J. Geoph. Res.*, **105**: 23753–23759.
- STROEVEN A.P., FABEL D., HÄTTESTRAND C., HARBOR J., 2002 — A relict landscape in the centre of Fennoscandian glaciation: cosmogenic radionuclide evidence of tors preserved through multiple glacial cycles. *Geomorphology*, **44**: 145–154.
- TASSY A., MOCOCHAI L., BELLIER O., BRAUCHER R., GATTACCECA J., BOURLÈS D.L., 2013 — Coupling cosmogenic dating and magnetostratigraphy to constrain the chronological evolution of peri-Mediterranean karsts during the Messinian and the Pliocene: Example of Ardèche Valley, Southern France. *Geomorphology*, **189**: 81–92.
- TORRES ACOSTA V., SCHILDGEN T.F., CLARKE B.A., SCHERLER D., BOOKHAGEN B., WITTMANN H., Von BLANCKENBURG F., STRECKER M.R., 2015 — Effect of vegetation cover on millennial-scale landscape denudation rates in East Africa. *Lithosphere*, **7**, 4: 408–420.
- VAN DEN WETEREN F.M., DUNAI T.J., 2001 — Late Neogene passive margin denudation history - cosmogenic isotope measurements from the central Namib desert. *Global and Planetary Change*, **30**: 271–307.
- WAKASA S., MATSUZAKI H., HORIUCHI K., TANAKA Y., MATSUKURA Y., 2004 — Exposure ages deduced from cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  produced in situ: application to granite domes and tors in Korea. *Nuc. Inst. Met. Phys. Res.* **B223/224**: 628–632.
- WIBIG T., 2002 — Jak odkrywano promieniowanie kosmiczne. *Acta Univ. Lodz., Fol. Phys.*, **26**, 3: 1–14.

## SUMMARY

Cosmogenic radionuclides are among of the most promising geochronological tools applied to the reconstruction of past geological environments with special references to the Late-Cenozoic history. Among them, radiogenic isotopes of  $^3\text{He}$ ,  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{14}\text{C}$ ,  $^{26}\text{Al}$ ,  $^{36}\text{Cl}$ ,  $^{36}\text{Ar}$ ,  $^{38}\text{Ar}$ ,  $^{41}\text{Ca}$  and  $^{53}\text{Mn}$  represent the most often used radionuclides, combined recently with noble radiogenic gases of  $^{21}\text{Ne}$  and  $^{22}\text{Ne}$ . Terrestrial cosmogenic nuclides originate from the radioactive decay of atoms within minerals and rocks. Their production is induced and controlled by secondary cosmic radiation bombarding the mineral lattice (*e.g.* quartz) which highly depends on the cosmic ray cascade.  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  with sufficiently well calibrated half-lives ( $1.39 \pm 0.01$  Ma for  $^{10}\text{Be}$  and  $717 \pm 17$  ka for  $^{26}\text{Al}$ , respectively) and known production rates represent a pair of cosmogenic nuclides being frequently applied in geochronological investigations (Dunai, 2010). Cosmogenic beryllium 10 and aluminium 26 form mainly in quartz. Due to the common occurrence of this mineral in many Earth's environments,  $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$  is frequently and eagerly applied. Extraction of cosmogenic radionuclides from rocks is preceded by a long-drawn physical and chemical preparation of samples (Merchel, Herpers, 1999), focused on retrieving isotopes concentrates suitable for the AMS analysis. Results obtained for  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  are usually charged with a final analytical error of 1% or below. Application of combined

analysis based on the  $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$  isotopic pair often allows a more sophisticated and detailed reconstruction, being increasingly necessary for the sites of complex burial and exhumation history. Cosmogenic nuclides provide satisfactory results for Late Cenozoic environments, whereas reconstruction of glaciations, and estimation of catchment-wide denudation and erosion rates or bedrock surface exposure history proved to be a successful tool (*e.g.* Granger *et al.*, 1996; Kirchner *et al.*, 2006; Phillips *et al.*, 2006). Terrestrial cosmogenic nuclides have occasionally been applied in Poland so far, mainly being engaged in the reconstruction of Late Pleistocene (*ca.* 6–28 ka) glaciations. The above-mentioned studies covered both areas of the Scandinavian ice-sheet glaciation in northern Poland (Rinterknecht *et al.*, 2005, 2006; Dzierżek, Zreda 2007) a mountain-type glaciation in the Tatra Mts. (Dzierżek *et al.*, 1999; Makos *et al.*, 2016) and Karkonosze Mts. (Braucher *et al.*, 2006; Engel *et al.*, 2011, 2014). Sobczyk (2012) applied the  $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$  pair to the reconstruction of exposure history of granite tors in the Rudawy Janowickie Mts., ranging from 69.8 to 5.6 ka for  $^{10}\text{Be}$  and from 39.2 to 2.1 ka for  $^{26}\text{Al}$ . He also presented a catchment-wide denudation model for the Janówka brook, whereas a cosmogenic nuclides concentration chiefly corresponds to the tor surface topographic position.