

Helyben keletkező kozmogén izotópos geokronológia, a felszínfejlődés számszerűsítésének sokoldalú eszköze, 1. rész: Elméleti alapok

RUSZKICZAY-RÜDIGER Zsófia

Földtani és Geokémiai Intézet, HUN-REN Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont 1112 Budapest, Budaörsi út 45.
HUN-REN CSFK, MTA Kiváló Kutatóhely, 1121 Budapest, Konkoly Thege Miklós út 15–17.
ORCID: 0000-0001-9454-732X

Geochronology using in situ produced cosmogenic nuclides, a versatile toolkit for the quantification of landscape evolution, Part 1: Theoretical basis

Abstract

Lithospheric in situ produced cosmogenic nuclides have become a fundamental and widely applied toolkit for the quantitative study of landscape evolution. They can be used to determine the exposure ages of characteristic landforms and, in the case of buried sediments, to establish burial ages. They are also applicable for quantifying denudation rates of bare bedrock or regolith-mantled surfaces as well as entire drainage basins. The method can be applied across diverse lithologies and over timescales of 10^2 to 10^6 years.

This review is divided into two parts. The first part outlines the theoretical background required for the application of the method, beginning with the factors that control the production of in situ cosmogenic nuclides and the mechanisms of their formation, followed by an overview of the stable and radioactive nuclides used in Earth sciences. These introductory concepts are necessary for understanding the applications of in situ produced cosmogenic nuclides, namely, the determination of exposure and burial ages, the quantification of denudation rates, and the limitations of the approach, which will be presented in the second part.

Keywords: in situ produced cosmogenic nuclides, exposure age, burial age, denudation rate, geochronology, landscape evolution

Összefoglalás

A litoszférában helyben keletkező kozmogén izotópok által nyújtott eszköztár napjainkra a felszínfejlődés számszerű vizsgálatának alapvető és széles körben alkalmazott módszerévé vált. Használható egykori felszínnek, jellegzetes felszínformák kitétségi korának, eltemetett üledékek esetén a betemetődés korának meghatározására. Emellett alkalmazható fedetlen vagy regollittal fedett felszínnek, valamint teljes vízgyűjtők lepusztulási sebességének számszerűsítésére. Alkalmazása változatos litológia mellett és 10^2 – 10^6 éves időtartományban lehetséges.

Jelen áttekintő tanulmány két részből áll. Az első rész a módszer alkalmazásához szükséges elméleti hátteret ismerteti. Elsőként a helyben keletkező kozmogén izotópok keletkezését meghatározó tényezőket és a keletkezésének mechanizmusait, majd a földtudományban alkalmazott stabil és radioaktív izotópokat mutatja be. Ezen bevezető ismeretek szükségesek a tanulmány második részében a helyben keletkező kozmogén izotópok földtudományi célú alkalmazási lehetőségeinek, a kitétségi kor, betemetődési kor és a lepusztulási ráta meghatározásának és a módszer korlátainak megértéséhez.

Tárgyszavak: helyben keletkező kozmogén izotópok, kitétségi kor, betemetődési kor, lepusztulási ráta, kormeghatározás, felszínfejlődés

Bevezetés

Rövid kutatástörténet és előszó

Amikor Victor HESS 1912-es léghajós útján felfedezte a kozmikus sugárzást (amiért 1936-ban megkapta a fizikai Nobel-díjat) nem is sejtette, hogy a felfedezése egy

évszázadon belül forradalmasítja a földtudományban a dinamikus felszínfejlődéssel kapcsolatos ismereteinket. A 60-as évek végére felfedezték, hogy a kozmikus sugárzás részecskéi a légkörön áthaladva és a litoszféra felső néhány méteres rétegébe behatolva ritka elemeket hoznak létre (LAL & PETERS 1967). A kozmogén izotópok kőzetekből való mérésére a 80-as évekig kellett várni, amikor a gyorsító

tömegspektrométeres (Accelerator Mass Spectrometry, AMS) mérés technika fejlődése és elterjedése (ELMORE & PHILLIPS 1987, RAISBECK et al. 1987) lehetővé tette a ritka és hosszú felezési idejű elemek kimutatását igen kis koncentrációban (PHILLIPS et al. 1986; NISHIZUMI et al. 1986, 1989). Az 1990-es évek elején, a fizikai alapokat a földtudomány számára alkalmazható egyenletrendszerrel alakítva megnyílt az út a kozmogén izotópok széles körű földtudományi célú alkalmazása felé (LAL 1988, 1991). A következő évtizedben a módszer alkalmazása széles körben elterjedt a plio-pleisztocén földtani, geokronológiai és felszínfejlődési folyamatok megértésében és számszerűsítésében. A leggyakoribb alkalmazási területek a paleofelszín vagy jellegzetes felszínformák kialakulási kora és lepusztulási sebessége (pl. ALBRECHT et al. 1993, CERLING & CRAIG 1994, BIERMAN 1994, SCHÄFER et al. 1999, HEIMSATH et al. 2001, RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2011), folyóteraszok kora és vízfolyások bevágódási sebessége (pl. GRANGER et al. 1997; BROCARD et al. 2003; RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2016a, 2018), vető menti elmozdulás sebessége (pl. RITZ et al. 1995, SIAME et al. 1997, VAN DER WOERD et al. 1998), teljes vízgyűjtők átlagos lepusztulási rátája (pl. GRANGER et al. 1996; SCHALLER et al. 2001, 2002; VON BLANCKENBURG 2005; PORTENGA & BIERMANN 2011; WITTMANN & VON BLANCKENBURG 2016), barlangrendszerek fejlődése (GRANGER et al. 2001, GRANGER 2006, WAGNER et al. 2010) és eljegesedési fázisok kormeghatározása (PHILLIPS et al. 1986; BALCO 2011, 2020; RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2016b, 2020, 2021, 2022).

A helyben keletkező kozmogén izotópok (TCN) földtudományi alkalmazásának első alappillére a kozmogén izotópok keletkezése a felszínközeli kőzetekben. A második alappillért a különféle radioaktív TCN-ek (ezek leggyakrabban használt rövidítése a CRN: cosmogenic radionuclides = kozmogén radioizotópok) eltérő bomlási állandója jelenti. Ezek ismeretében a fedetlen kőzetfelszín korával, a lerakódott üledék keletkezésének és betemetődésének idejével, valamint a kőzetek lepusztulási rátájának megismerésével kapcsolatos geokronológiai geológiai, geomorfológiai kérdések igen széles palettája megválaszolható 10^2 – 10^6 időskálán. Ezért a TCN-ek egy olyan, korábban hiányzó eszközt jelentenek a földtudomány kezében, ami az 1990-es évek második felétől robbanásszerű fejlődésnek indult, és forradalmasította a felszínfejlődés folyamatainak és időbeliségének megismerésére irányuló kutatásokat (pl. GRANGER et al. 2013, BALCO 2020). A módszerrel kapcsolatos alapvető ismeretekről magyar nyelven RUSZKICZAY-RÜDIGER (2004) közölt egy tanulmányt. Az azóta eltelt 20 év során történt módszertani fejlődés következtében felmerült az igény egy újabb, korszerűbb módszertani összefoglaló megjelentetésére, amelyet egy kétrészes közlemény formájában készült, és azokhoz a hazai földtudományi szakemberekhez szól, akik szeretnék megismerni a bemutatott módszer alapelveit, továbbá a pliocén–negyedidőszaki felszínfejlődés számszerűsítése iránt érdeklődő egyetemi hallgatókhoz is, akik számára hasznos tanulási és oktatási segédanyagot jelent-

het. Ezért jelen munkában, amely a kétrészes tanulmány első része, a korábrinál részletgazdagabb és a helyben keletkező kozmogén izotópos geokronológia elméleti alapjainak szélesebb spektrumát felölelő, átfogó ismeretek is találhatóak.

Alapfogalmak

Kozmikus sugárzás: az űrből minden irányból érkező, nagy energiával rendelkező részecskékből álló sugárzás.

Kozmogén izotóp: a kozmikus sugárzás hatására lejátszódó atommag-reakció terméke.

Helyben keletkező kozmogén izotóp: (*Terrestrial in situ produced Cosmogenic Nuclide*, TCN) a litoszféra felszíni rétegeiben, az ásványok kristályrácsában a kozmikus sugárzás hatására keletkező izotóp.

Felezési idő ($t_{1/2}$) [év]: az az időtartam ami alatt egy adott izotóp mennyisége a felére csökken

Bomlási állandó (λ) [1/s vagy 1/év]: annak a valószínűsége, hogy egy adott izotóp 1 időegység alatt elbomlik ($\lambda = \ln 2/t_{1/2}$).

Közepes élettartam ($t = 1/\lambda$ [év]): az adott izotóp atommagjainak átlagos élettartama.

Neutron: szubatomi részecske, töltés nélküli, a protonnal egyező tömegű, az atommagon kívül nem stabil, az atommagok képesek elnyelni.

Spalláció (széthasadás): olyan atommag-reakció, amely során a célatommag mozgási energia (egy nagy energiájú neutron becsapódása) hatására széthasad, és új izotóp(ok) keletkeznek, melyek néhány atomi tömegegységgel könnyebbek, mint az eredeti atommag a kölcsönhatás előtt.

Müon (μ): Az elektronnál 200-szor nehezebb, instabil szubatomi részecske. Töltése lehet negatív és pozitív.

Negatív müon befogása: olyan magreakció, melynek során egy atommag befog egy alacsony energiájú (lassú) negatív müont.

Gyors müon reakciók: elegendően nagy energiával érkező (gyors) müonok által kiváltott neutron-reakciók.

Termális neutron befogás: olyan magreakció, melynek során egy atommag befog egy kis energiájú másodlagos neutront.

Elnyelődési hossz (Λ) [g/cm²]: az a távolság, amelyen a közegen áthaladó sugárzás intenzitása 1/e részére csökken (vagyis a részecskék ~63%-a elnyelődött).

Behatolási mélység (z) [cm]: az a távolság, amelyen a közegen áthaladó sugárzás intenzitása 1/e részére csökken. Az *elnyelődési hossz* és a közeg sűrűségének (ρ [g/cm³]) függvénye ($z = \Lambda/\rho$)

Keletkezési ráta (P) [at/g/év]: Az egyes izotópok keletkezésének rátája egy meghatározott elem ill. ásvány esetén. Eltérő a kozmogén izotópok keletkezési módja szerint (széthasadás, müon-reakciók, termális neutronok), emellett térben és időben is változik.

Kitettségi kor (T_{exp}) [év]: Az az időtartam, amit a kőzetfelszín a kozmikus sugárzásnak kitett helyzetben eltöltött.

Betemetődési kor (T_{bur}) [év]: A korábban kozmikus sugárzásnak kitett (tehát felszínén levő) kőzet teljes betemetődése (vagyis a kozmikus sugárzástól való teljes árnyékolása) óta eltelt időtartam.

Lepusztulási ráta (E) [mm/év] és (ε) [$g/cm^2/év$]: a kőzetfelszín fizikai erózióval és kémiai mállással, oldódással történő alacsonyodása, időegység alatt erodálódó kőzet mennyisége.

A módszer alapjai

A korábban nagyobb felszín alatti mélységben elhelyezkedő kőzetben, amelyet nem ért kozmikus sugárzás – így kozmogén izotópok nem keletkeztek benne – a felszín közelébe, illetve a felszínre kerülve a kozmogén izotópok felhalmozódása megkezdődik. A vizsgált kőzetben mérhető kozmogén izotóp koncentrációja arányos az idővel, amit a kozmikus sugárzásnak kitett helyzetben eltöltött, vagyis a kőzet kitétségi korával. Így a TCN-koncentráció megméréssel a felszínformák kora közvetlenül kiszámítható. Radioaktív izotópok esetén az óra fordítva is működik: ha egy felszínén levő kőzet vagy üledék betemetődik, vagyis a kozmikus sugárzástól árnyékolat helyzetbe kerül, a kozmogén izotópok bomlása segítségével határozható meg a betemetődés óta eltelt idő, vagyis a kőzet betemetődési kora. A kozmogén izotópok koncentrációjának megismerésével tehát számos izgalmas kérdésre kaphatunk választ: Mikor alakult ki egy folyóterasz, és milyen gyorsan vágódott be a folyó? Mikor történt a földcsuszamlás? Mikor húzódtott vissza a jég? Mikor került az üledék a barlangba? Mikor temetődött be egy régészeti lelet? Milyen a felszín lepusztulásának az üteme?

A vizsgálható stabil és radioaktív izotópok sokféleségének a következménye a kozmogén izotópos módszer sokoldalúsága. Ugyanakkor a TCN-ek keletkezési mechanizmusai minden izotóp esetén eltérőek, keletkezési rátájuk a földrajzi hellyel, a felszín dőlésével és a minta felszín alatti mélységével változik. Ez egyrészt a módszer sokoldalúságának az alapja, ugyanakkor a legtöbb kormeghatározási módszernél lényegesen összetettebb számolási, modellezési feladatot jelent. Ezért a helyben keletkező kozmogén izotópos módszerben rejlt lehetőségek és nehézségek megértéséhez elengedhetetlen a kozmogén izotópok keletkezési mechanizmusainak, valamint a korok és ráták számításához használt egyenletek és paraméterek megismerése.

A másik nagyon fontos érv, ami alapján a TCN-adatok értelmezéséről bővebben is szót ejtnek majd, az, hogy a *helyben keletkező kozmogén izotópos módszer*, mint a földtudományban használt kormeghatározási módszerek nagy része, *nem közvetlenül a kort méri, hanem geokémiai megfigyelések eredményeit értelmezi geológiai paraméterekként, jelen esetben egy felszín, kőzet vagy üledék koraként vagy lepusztulási rátájaként*. Az adat és az értelmezett eredmény között folyamatos fejlesztés alatt álló, számos fizikai és kémiai paramétert és állandót figyelembe vevő egyenletrendszert alkalmazó számítások sora van, melynek eredményeként a TCN kor- és rátaszámítás egyre megbízhatóbb és

pontosabb lesz. A fejlődést fő irányvonala a kozmogén izotópok a Föld felszínén térben és időben, és a felszín alatti mélységgel változó keletkezési mechanizmusainak jobb megértése, a kalibrációs adatbázisok bővülése, helyi keletkezési ráták kiszámításának és korrekciójának egyre pontosabb megadása jelenti. Ezen számítások megértése elengedhetetlen a kapott adatok helyes értelmezéséhez, a módszer lehetőségeinek és korlátainak megértéséhez, illetve szükség esetén a közölt adatokból régebben, esetleg már elévült paraméterekkel kiszámolt korok vagy lepusztulási ráták újraszámolásához (lásd a második részben). Az egyre pontosabb, ám egyre bonyolultabb számításokat mára több online elérhető eszköz is segíti (lásd a második részben), ezek használatának és az ezek segítségével való adatértelmezésnek is előfeltétele, hogy a felhasználók tisztában legyenek a módszer alapjaival. Jelen munka tehát minden TCN-adatot felhasználó, értelmező és akár kutatásai során a jövőben előállítani kívánó felhasználónak kíván hasznos segédletet nyújtani az első lépések megtételéhez.

A módszer alapjait és gyakorlati alkalmazásait több részletes munka ismerteti (LAL 1991, WAGNER 1998, GOSSE & PHILLIPS 2001, IVY-OCHS & SCHALLER 2009, DUNAI 2010). Emellett számos könyvben, folyóiratban jelentek meg kiváló összefoglalások tudományág fejlődéséről és alkalmazási lehetőségeiről (CERLING & CRAIG 1994; GRANGER 2006, 2014; AKČAR et al. 2008; IVY-OCHS & SCHALLER 2009; BALCO 2011, 2020; GRANGER & RIEBE 2014; GRANGER et al. 2013; VON BLANCKENBURG & WILLENBRING 2014; GRANGER & SCHALLER 2014). Magyar nyelven a kozmogén izotópos kormeghatározás alapjairól RUSZKICZAY-RÜDIGER (2004) összefoglaló munkája érhető el. Az alábbiakban, ahol egyéb hivatkozás nem szerepel, a kozmogén izotópos módszer alapjait a fenti munkák felhasználásával foglalom össze.

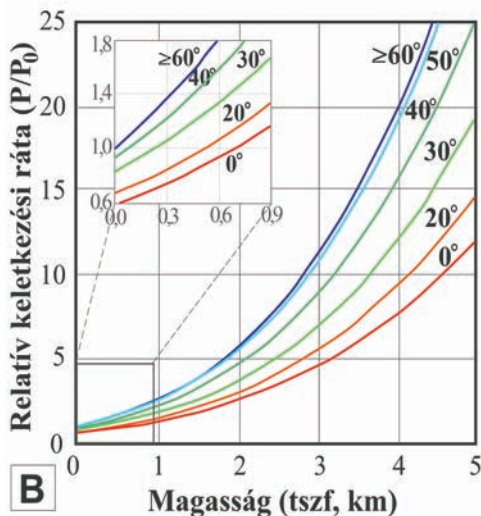
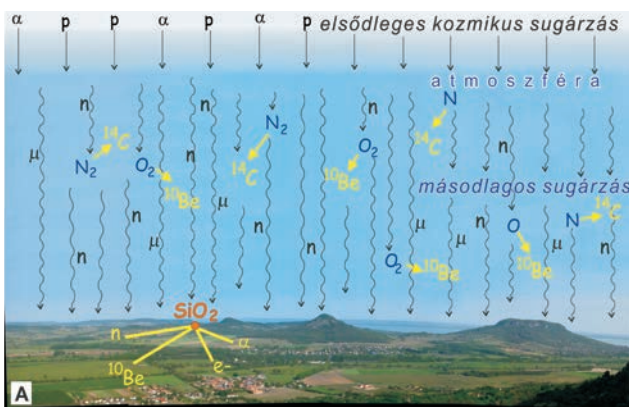
A kozmogén izotópok keletkezése

Az elsődleges galaktikus kozmikus sugárzás nagy energiájú atommagokból, főleg protonokból áll. Ezek energiája ($\sim 1-10^{10}$ GeV) elegendő ahhoz, hogy magreakciókat hozzon létre a felső atmoszférában. A légkör alsó szintjeit elérő másodlagos kozmikus sugárzást már főként neutronok és müonok alkotják, melyek a Föld felszínére érve behatolnak a kőzetek felső pár méteres rétegébe.

Kétféle kozmogén izotóp keletkezik a Földön. 1) az atmoszférában keletkező (atmoszferikus vagy meteorikus) kozmogén izotópok közül a legismertebb a ^{14}C . Emellett számos más izotóp is létrejön (pl. ^7Be , ^{10}Be , ^{36}Cl), melyek a légköri aeroszolhoz kötődve a csapadékkal és száraz ülepedéssel kerülnek a Föld felszínére. 2) A helyben keletkező kozmogén izotópok azonban a felszínre elérő másodlagos kozmikus sugárzás hatására a litoszféra felső néhány méteres rétegében keletkeznek egy becsapódó neutron hatására bekövetkező maghasadás (spalláció), termális neutronok befogása, negatív müon befogása és gyors (nagy energiájú) müonreakciók során. Számos kozmogén izotóp keletkezik a felszíni kőzetrétegekben, geokronológiai célra

azonban csak egy részük alkalmas (bővebben: a következő fejezetben). A helyben keletkező kozmogén izotópok keletkezési rátája igen kicsi, többnyire 1-100 atom/g/év tartományban mozog. A meteorikus kozmogén izotópok 10^5 – 10^6 atom/cm²/éves fluxussal érik el a Föld felszínét. Például a ¹⁰Be izotóp esetében míg a litoszférában mindössze ~4–50 ¹⁰Be atom keletkezik a kvarcban grammonként, addig a légkörben keletkező kozmogén ¹⁰Be a felszínre évente millió atom/cm² nagyságrendű fluxussal érkezik (1. ábra, A).

A helyben keletkező kozmogén izotópok keletkezési rátájának és felezési idejének ismerete előfeltétele a módszer alkalmazásának (1. táblázat). A keletkezési ráta azonban térben és időben nem állandó, a felszínre érkező



1. ábra. A) kozmogén izotópok keletkezése az atmoszférában és a litoszférában. p: proton, n: neutron, α: alfa részecske, μ: müon, e⁻: elektron. B) Kozmogén izotópok keletkezési rátájának változása a földrajzi szélesség és a tengerszint feletti magasság függvényében LAL (1991) számítási módja szerint. A keletkezési ráta tengerszintre és magas szélességekre (P_0) normalizált értéke (> 60° és 0 m tszf; $P_0=1$) a tengerszint feletti magassággal és a földrajzi szélességgel nő. Az ábra csak a spalláció útján keletkező kozmogén izotópokra vonatkozik. A kis négyzet az 1000 m tszf. magasság alatti területekre vonatkozó mező kinagyítása a jobb láthatóság érdekében

Figure 1. A: Production of cosmogenic nuclides in the atmosphere and lithosphere. p: proton, n: neutron, α: alpha particle, μ: muon, e⁻: electron. B: Variation of cosmogenic nuclide the production rate as a function of geographic latitude and elevation above sea level (LAL, 1991). The production rate normalized to sea level and high latitudes ($P_0 > 60^\circ$ and 0 m a.s.l.: $P_0 = 1$) increases with elevation and latitude. The figure refers only to cosmogenic nuclides produced by spallation. The inset figure enlarges the area corresponding to elevations below 1000 m a.s.l. for better visibility

I. táblázat. A geokronológiai célra használt kozmogén izotópok keletkezési mechanizmusai, felezési ideje és keletkezési rátája

Table 1. Production mechanisms, half-lives, and production rates of cosmogenic nuclides used for geochronological purposes

Izotóp	Felezési idő (ezer év)	Legfontosabb célatom	Célásvány	Keletkezési mechanizmus	Keletkezési ráta (SLHL) at/g/év
³ He	stabil	sokféle	olivín, piroxén	spalláció	~120
¹⁰ Be	1387±12	O, Si	kvarc	spalláció, μ reakciók	~4
¹⁴ C	5,7±0,03	O	kvarc	spalláció, μ befogás	~19
²¹ Ne	stabil	Mg, Si	kvarc, olivín, piroxén	spalláció, μ reakciók	~20
²⁶ Al	705±17	Si	kvarc	spalláció, μ reakciók	~28
³⁶ Cl	301±2	Ca, K, ³⁵ Cl	kálföldpát, kalcit	spalláció, μ reakciók neutron befogás	~70–200*

SLHL: magas szélességen, tengerszinten. * a keletkezési ráta függ a kőzet kémiai összetételétől (DUNAI 2010 alapján)

SLHL: sea level, high latitude. *: The production rate depends on the chemical composition of the rock (after DUNAI 2010)

másodlagos kozmikus sugárzás fluxusát befolyásoló tényezők (földrajzi szélesség, magasság, idő) függvényében változik.

Földrajzi szélesség

A galaktikus kozmikus sugárzás részecskéi a naptevékenység, illetve a Föld mágneses mezeje hatására eltérülnek, így a felső légkört elérő sugárzás intenzitása térben és időben változik. A pólusoknál (a 60° szélesség felett), ahol a részecskeáramlás közel párhuzamos a mágneses mező erővonalával gyakorlatilag valamennyi töltéssel rendelkező részecske képes behatolni a Föld légkörébe. Ezzel szemben alacsonyabb szélességeken, ahol a részecskeáramlás iránya nagyobb szöget zár be a mágneses erővonalakra, az elsődleges kozmikus sugárzásnak csak egy bizonyos töltés/energia arányt meghaladó része képes a mágneses mezőn áthatolni. Ez a töltés/energia arány a sarkoktól az Egyenlítő felé növekszik. Ennek következtében a kozmogén izotópok keletkezéséért felelős másodlagos sugárzás fluxusa a pólusoknál a legnagyobb, és az Egyenlítő felé csökken (1. ábra). A geomágneses szélesség a földrajzi szélességgel helyettesíthető a számítások során, mert az eltérésből adódó különbség elhanyagolható. Összefoglalva, a TCN keletkezési ráta a magas földrajzi szélességekre felé nő.

Tengerszint feletti magasság

A közegen áthatoló kozmikus sugárzás fluxusa a megtett úttal exponenciálisan csökken. A légkörön keresztüljutó másodlagos kozmikus sugárzás részecskéi annak részecs-

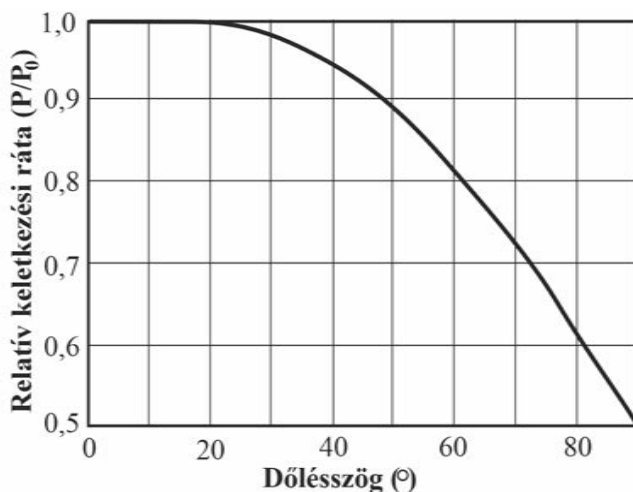
kéivel való kölcsönhatások során részben elnyelődnek (1. ábra, A). Eszerint nagy tengerszint feletti magasságban a kozmikus sugárzás lényegesen erősebb, mint a tengerszinten, vagyis a kozmogén izotópok keletkezési rátája a tengerszint feletti magassággal nő (1. ábra, B). A korrekció alapja a légnyomás, vagyis hogy milyen légtömegen kell a kozmikus sugárzásnak áthatolnia az adott mintavételi hely eléréséhez. A tengerszintfeletti magasságból különféle légköri modellek segítségével a hosszútávú átlagos légnyomás kiszámítható.

Idő

A TCN-keletkezést befolyásoló harmadik lényeges tényező a földi mágneses mező erősségének időbeli változása. Amikor a mágneses mező erősebb, alacsony szélességeken kevesebb kozmikus részecske tud rajta áthatolni, ezért kisebb lesz a TCN keletkezési ráta. Magas szélességeken, ahol a kozmikus részecskék gyakorlatilag akadály nélkül érik el a felszínt, a mágneses tér változásának hatása elhanyagolható.

Kozmogén izotópok keletkezése lejtős vagy részben árnyékolt felszíneken

A felszínre érkező sugárzás hozzávetőlegesen szimmetrikusan oszlik meg a függőleges irányú intenzitásmaximum körül. Egy nagy területű, sík felszínre érkező sugárzás az éggömb teljes félköréből érkezik. Lejtős térszínen, vagy ha a horizont egy részét eltakaró objektum (közele hegy, szikla) következtében a felszínre irányuló kozmikus sugárzás egy



2. ábra. Kozmogén izotópok keletkezése lejtős térszínen. P_0 a keletkezési ráta sík, vízszintes térszínen (NIEDERMANN 2002)

Figure 2. Production of cosmogenic isotopes on a sloping surface. P_0 is the production rate on a flat, horizontal surface (NIEDERMANN 2002)

része nem érkezik be, lokálisan kisebb keletkezési rátát eredményez (2. ábra). Ezért amennyiben a mintavételi hely lejtős vagy részben árnyékolt, a mért izotópkoncentrációk korrekciója szükséges.

A TCN keletkezési ráta meghatározása

Az eddigiek alapján tehát elmondható, hogy a helyben keletkező kozmogén izotópok a Föld szinte bármely pontján alkalmasak a kőzetfelszínnek korának meghatározására. Ennek előfeltétele a térben és időben változó keletkezési rátájuk minél pontosabb meghatározása. Az egyes kozmogén izotópok keletkezési rátájának megismerése, független módszerekkel történő kalibrálása, valamint a szélességgel, magassággal és idővel történő változásainak kiszámítása minden egyes földfelszíni pontra (tehát tetszőleges mintavételi pontra). Jelenleg is több modell van használatban, és fejlesztésük aktív kutatás tárgyát képezi. Néhány példa a teljesség igénye nélkül: CODILEAN et al. (2006); LI et al. (2013); LIFTON et al. (2014); PHILLIPS et al. (2015); LIFTON (2016); BRAUCHER et al. (2003, 2009, 2011, 2013); BORCHERS et al. (2016); BALCO (2017); DiBIASE (2018); FENTON et al. (2022). Letölthető szoftverek, illetve több online oldal is működik, melyen az adatok feltöltésével a mintavételi helyre vonatkozó keletkezési ráták, illetve akár a kozmogén izotópos korok is kiszámíthatók (lásd a második részben).

A helyben keletkező kozmogén izotópok földtudományi alkalmazásának fizikai alapjai

A földtudományi célra használható helyben keletkező kozmogén izotópok és használatuk előfeltételei

A kozmogén izotópok az ásványok kristályrácsában csapdázódnak, ahonnan csak a kőzet elmállásával vagy esetenként diffúzióval szabadulnak ki. Felhasználhatóságuk erősen összefügg a mérés technika fejlődésével, hiszen keletkezésük évi néhány atom a célásványban grammonként. Ezért jelenlétük kimutatásához egyrészt megfelelő kémiai szeparálásra, másrészt igen érzékeny mérőműszerekre van szükség. Mindennek megfelelően a litoszférában keletkező sokféle TCN földtudományi célra csak akkor használható, ha:

- megkülönböztethető a kristályrácsban természetesen jelen levő más eredetű (primordiális, radiogén, nukleogén) izotóptól,
- kezdeti koncentrációja nulla, vagy független módszerrel meghatározható,
- a litoszférában helyben keletkeznek, illetve a mintavétel során elválaszthatók a más eredetű (pl. légkörben keletkező) izotóptól
- a célatomok megfelelő mennyiségben vannak jelen a kőzetekben,
- mérhető mennyiségben keletkeznek,
- kicsi a diffuzivitása (nem szökik el a kristályrácsból),
- stabil, vagy földtani értelemben elegendően hosszú és pontosan ismert a felezési ideje,
- a keletkezési mechanizmusai a felszínen és a közegen áthatolva nagyobb mélységben egyaránt ismertek, és matematikai egyenletekkel leírhatók,

– a keletkezési rátája ismert, és a Föld bármely pontjára kiszámítható

– a kőzetből való kinyerése laboratóriumi körülmények között kivitelezhető és reprodukálható

Napjainkra a földtudományi szempontból két helyben keletkező kozmogén nemesgáz, a ${}^3\text{He}$ és a ${}^{21}\text{Ne}$, valamint 4 radioaktív izotóp a ${}^{10}\text{Be}$, ${}^{14}\text{C}$, ${}^{26}\text{Al}$ és ${}^{36}\text{Cl}$ használata terjedt el. E munkában ezen izotópokkal foglalkozunk (I. táblázat).

A széles körben alkalmazott, helyben keletkező kozmogén izotópok rövid ismertetése

Helium-3

Stabil izotóp, nemesgáz. Keletkezési rátája a leggyorsabb, ugyanakkor meglehetősen diffúzív. Emiatt kvarcon nem alkalmazható, csak kis ion-porozitású magmás ásványokon (olivin, amfibol, piroxén). Stabilitása miatt hosszú kitétségi történetek datálására alkalmas, de ugyanezért bármilyen korábbi kitétség esetén átöröklött ${}^3\text{He}$ koncentráció is jelen van, ami torzíthatja a látszólagos kort. Mérése nemesgáz-tömegspektrométerrel történik.

Berillium-10

Radioaktív izotóp, felezési ideje $1,387 \pm 0,012$ millió év (CHMELEFF et al. 2010, KORSCHINEK et al. 2010). Kvarcban keletkezik és halmozódik fel, ami egy gyakori és mállásnak ellenálló ásvány, így földtudományi célú alkalmazási lehetősége széles körű. Meglehetősen hosszú felezési ideje miatt hosszú kitétségi és betemetődési korok meghatározására alkalmas (${}^{26}\text{Al}$ vagy ritkábban ${}^{21}\text{Ne}$ izotóp-párok használatával). A stabil ${}^9\text{Be}$ igen ritkán van jelen a kvarcban, emellett a ${}^{10}\text{Be}$ kristályrácsból való kinyerésének módja kidolgozott, és keletkezési mechanizmusai jól ismertek. A fenti gyakorlati szempontok következtében a legszélesebb körben alkalmazott kozmogén izotóp. Mérése gyorsító tömegspektrométerrel történik.

Szén-14

Radioaktív izotóp. Nagyon rövid felezési ideje miatt (5700 ± 30 év; www.nndc.bnl.gov, National Nuclear Data Center; KUTSCHERA 2019) rövid kitétségi történetek és gyors lepusztulási folyamatok számszerűsítésére kiváló, emellett korábbi kitétségből adódó átöröklött izotópkoncentrációk jelenléte nem valószínű. A relatíve alacsony helyben keletkező koncentrációk miatt a recens ${}^{14}\text{C}$ szennyezés veszélye nagy, ami a mintaelőkészítést és mérést megnehezíti és költségessé teszi. Mérése gyorsító tömegspektrométerrel történik.

Neon-21

Stabil izotóp, nemesgáz. Nem annyira diffúzív, mint a ${}^3\text{He}$, és nem szökik el a kvarc kristályrácsából, ezért más

izotópokkal párban is alkalmazható (${}^{10}\text{Be}$, ${}^{26}\text{Al}$, ${}^{14}\text{C}$). Azonban szükséges az ásványok radiogén és nukleogén ${}^{21}\text{Ne}$ tartalmára korrigálni, amely a mérés során fokozatosan emelt hőmérséklet hatására felszabaduló három izotóp (${}^{20}\text{Ne}$, ${}^{21}\text{Ne}$, ${}^{22}\text{Ne}$) mérésével lehetséges. Hasonlóan a ${}^3\text{He}$ -hoz, stabilitása miatt hosszú kitétségi történetek datálására alkalmas, de ugyanezért bármilyen korábbi kitétség esetén átöröklött ${}^{21}\text{Ne}$ -koncentráció is jelen van. Mérése nemesgáz-tömegspektrométerrel történik

Alumínium-26

Radioaktív izotóp, felezési ideje $\sim 705 \pm 17$ ezer év (NORRIS et al. 1983, NISHIZUMI et al. 2004). Ugyanabból a kvarcmintából kinyerhető, mint a kétszer ilyen hosszú felezési idejű ${}^{10}\text{Be}$. A stabil ${}^{27}\text{Al}$ relatíve nagy koncentrációban jelen lehet a kőzetekben, ezért független meghatározása a minta előkészítése során elengedhetetlen. Nagy ${}^{27}\text{Al}$ -koncentráció esetén a kis alacsony izotóparányok mérése nehéz, bizonytalansága nagyobb. A mérést a ${}^{26}\text{Mg}$ izobár is nehezíti. Mérése gyorsító tömegspektrométerrel történik.

Klór-36

Radioaktív izotóp, felezési ideje $\sim 301 \pm 2$ ezer év (BARTHOLOMEW et al. 1955, GOLDSTEIN et al. 1966), emiatt 1 millió évnél hosszabb kitétségi kor meghatározása nem lehetséges. Az egyetlen izotóp, ami földpátokon és karbonát ásványokon alkalmazható. Keletkezésében többféle mechanizmus is szerepet játszik, melyek szétválasztása és számszerűsítése szükséges. Emiatt a teljes kőzet geokémiai vizsgálata elengedhetetlen az egyes keletkezési ráták arányának meghatározásához. Mérése gyorsító tömegspektrométerrel történik.

A helyben keletkező kozmogén izotópok keletkezésének mechanizmusai

A TCN-keletkezés legfontosabb folyamatai spalláció, a negatív müon befogás, a gyors müonreakciók, valamint a termális és epitermális (alacsony energiájú) neutronok befogása. Így a TCN keletkezési ráta (P) az e folyamatok által generált keletkezési ráták összegeként jellemezhető:

$$(1) P = P_{sp} + P_{\mu\text{slow}} + P_{\mu\text{fast}} + P_{\text{thermal}} + P_{\text{epithermal}}$$

ahol P_{sp} a spalláció, $P_{\mu\text{slow}}$ a negatív müon befogás $P_{\mu\text{fast}}$ a gyors müon reakciók, P_{thermal} és $P_{\text{epithermal}}$ pedig a termális és epitermális neutronok általi TCN keletkezési rátát jelenti.

Spalláció

A felszínközeli rétegekben a spalláció folyamata az uralkodó a TCN keletkezésben ($>98\%$). A gyors neutronok elnyelődése következtében a felszín alatt a sugárzás fluxusa

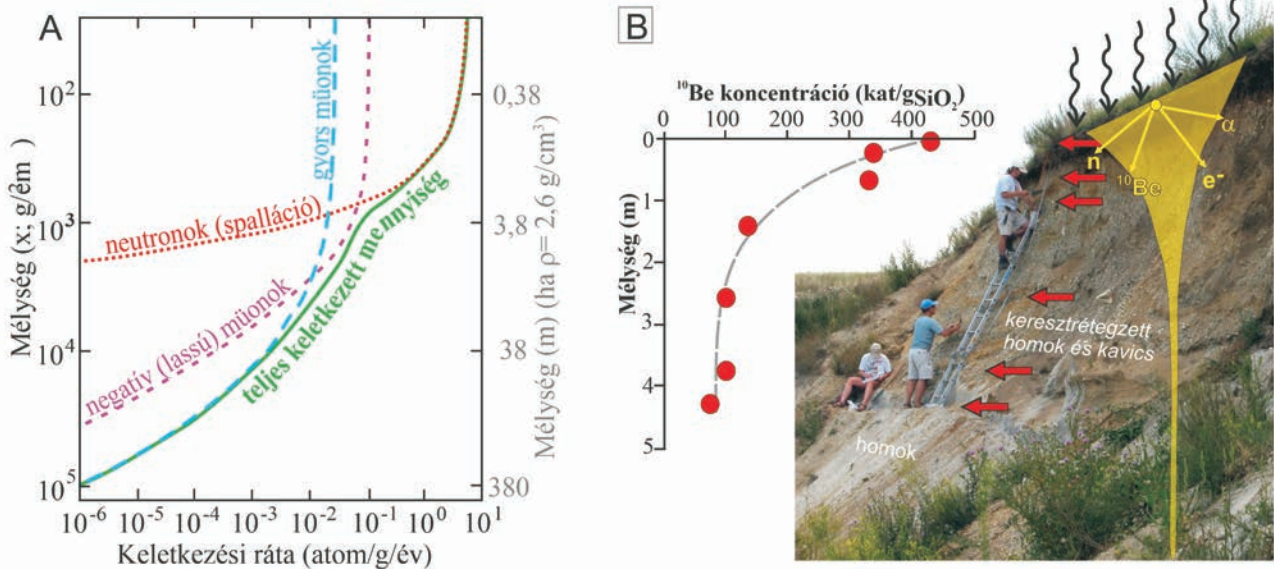
exponenciálisan csökken. A kozmikus sugárzás részecskéinek elnyelődési hossza (Λ) a közeg sűrűségétől függ. Nagy energiájú neutronok esetén értéke jó közelítéssel $\Lambda_{sp} = 160 \text{ g/cm}^2$. Így egy $\rho = 2,6 \text{ g/cm}^3$ sűrűségű kőzetben a neutronok behatolási mélysége (z_{sp}) 61 cm. Kisebb sűrűségű közeg esetén, ez a távolság lényegesen hosszabb: ha $\rho = 2 \text{ g/cm}^3$, ill. $\rho = 1,6 \text{ g/cm}^3$ (pl. laza üledékek), ez már $z_{sp} = 80 \text{ cm}$ ill. $z_{sp} = 100 \text{ cm}$ behatolási mélységet jelent.

A spalláció általi keletkezés gyorsan csökken a behatolási mélységgel, és egy $\rho = 2,6 \text{ g/cm}^3$ sűrűségű kőzetben, 3 m mélyen már a neutronok ~99%-a, 6 m mélységben a 99,99 %-a elnyelődött (3. ábra, A és B).

keletkezése kizárólag spalláció útján történik, így ez esetben a müonreakciók elhanyagolhatók (1. táblázat).

Termális és epitermális neutronok befogása

A termális neutron befogási folyamatok nem írhatók le a fenti exponenciális egyenlettel, mert a termális neutronok felszín felé történő diffúziója miatt e folyamatok maximuma ~20 cm-es mélységben található. E keletkezési mechanizmusnak egyedül a ^{36}Cl esetében van szerepe, a többi izotóp esetén elhanyagolható.



3. ábra. A) A ^{10}Be keletkezési rátájának változása a litoszférában a felszín alatti mélységgel (HEISINGER & NOLTE 2000). B) A kozmogén izotópok keletkezése a felszín alatti mélységgel exponenciálisan csökken. A sárga kúp szemlélteti a TCN keletkezési ráta változását. A keletkezési ráta felszín alatti csökkenése az (5) egyenlettel leírható, és felhasználható a kitétségi kor és a lepusztulási ráta meghatározására mélységprofil menti mintavétel esetén. Ennek részletes leírását a tanulmány második része tartalmazza (RUSZKICZAY-RÜDIGER 2026). Az ábrán levő példán a Duna Bana melletti, fQ6-os terasza látható (RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2016, 2020)

Figure 3. A: Variation of the ^{10}Be production rate in the lithosphere with subsurface depth (HEISINGER & NOLTE 2000). B: The production of cosmogenic nuclides decreases exponentially with subsurface depth. The yellow cone illustrates the exponential decrease depth. The subsurface decrease of production rate can be described by Eq (5) and can be used to determine exposure age and denudation rate when sampling along a depth profile. A detailed description of this method is provided in the second part of this study (RUSZKICZAY-RÜDIGER 2026). The example shown in the figure is the fQ6 terrace of the Danube near Bana (RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2016, 2020)

Negatív és gyors müionok

A müionok jóval kevésbé reakcióképesek, ezért a neutronoknál sokkal mélyebbre hatolnak a kőzetekben. A TCN-keletkezés szempontjából kétféle müionreakció lényeges. A negatív müionok (vagy lassú müionok) befogása esetében $\Lambda_{\text{slow}} = 1500 \text{ cm}$, míg a nagy energiájú (vagy gyors) müionreakciók esetében $\Lambda_{\text{fast}} = 4230 \text{ cm}$ (GOSSE & PHILLIPS 2001; HEISINGER et al. 2002a,b). Eszerint $2,6 \text{ g/cm}^3$ sűrűségű közegben a behatolási mélységük 5,7 m és 16 m. (Ha $\rho = 2 \text{ g/cm}^3$, $z_{\text{slow}} = 7,5 \text{ m}$, $z_{\text{fast}} = 21,6 \text{ m}$). A müionok jelentősége a TCN-keletkezésben tehát a felszíni rétegekben csekély, azonban relatív jelentőségük a mélységgel nő, és 2-3 méterrel a felszín alatt uralkodóvá válnak (3. ábra). Keletkezési mechanizmusaik leírása jó közelítéssel exponenciális egyenletekkel leírható (HEISINGER et al. 2002a, b; BRAUCHER et al. 2003, 2011; BALCO 2017). A ^3He

A kozmogén izotópok felhalmozódása a kőzetekben

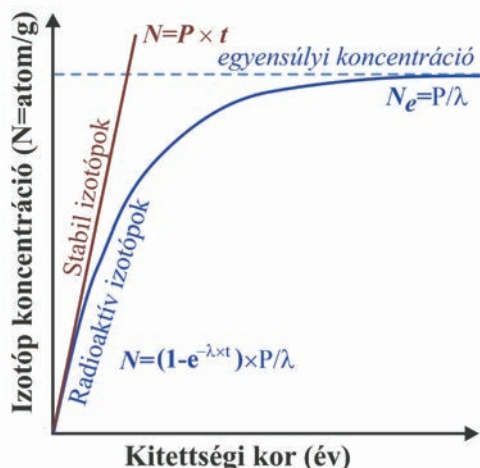
Stabil és radioaktív izotópok

A litoszférában keletkező kozmogén izotópok nukleáris aktivitásuk alapján két csoportra oszthatók. i) A stabil izotópok nem bomlanak el, így koncentrációjuk az idővel folyamatosan nő:

$$(2) N = P \times t$$

ahol N a kozmogén izotópok koncentrációja a kőzet-felszínen [at/g], t a kitétségi kor [év].

ii) A radioaktív izotópok bomlása a kialakulásukkal egy időben megkezdődik, így a koncentráció növekedése exponenciálisan lassuló ütemet mutat az egyensúlyi állapot eléréséig (4. ábra; (3) egyenlet):



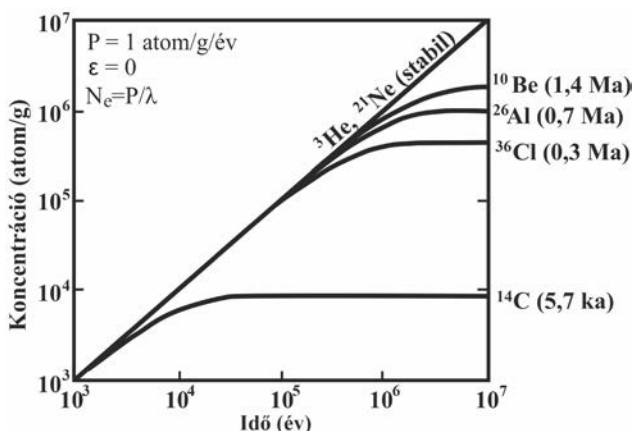
4. ábra. A helyben keletkező kozmogén izotópkoncentráció változása időben

Figure 4. Temporal change in the concentration of in situ produced cosmogenic nuclides

$$(3) N = (\lambda - e^{-\lambda t}) \times P / \lambda$$

ahol λ a bomlási állandó [1/év].

A radioaktív izotópok koncentrációja négy-öt, az adott izotópra jellemző felezési idő után éri el a szekuláris egyensúlyi állapotot (*steady state*) (N_e). Ezért minél rövidebb egy izotóp felezési ideje, koncentrációja annál hamarabb kerül egyensúlyi állapotba. Az egyensúlyi állapot elérését követően a TCN-koncentráció már nem függ az időtől, tehát nem használható kormeghatározásra, hiszen a keletkező és lebomló izotópok mennyisége megegyezik. Ez határozza meg az egyes izotópok kitettségi kormeghatározásra használható időtartományát. Mivel az egyes izotópok egyensúlyi koncentrációja a keletkezési ráta és a bomlási állandó függvényében változik, a kitettségi kormeghatározás lehetséges időtartama is izotóponként eltérő (5. ábra, (4) egyenlet).



5. ábra. A kozmogén izotópok koncentrációjának (N) időbeli változása a felezési idő függvényében, ha nincs lepusztulás és a keletkezési ráta 1 atom/g/év. Az izotóp neve mellett zárójelben feltüntetve a felezési ideje (CERLING & CRAIG 1994)

Figure 5. Temporal change in the concentration (N) of cosmogenic nuclides as a function of their half-life, assuming no erosion and a production rate of 1 atom/g/yr. The nuclide's half-life is shown in parentheses next to its name (CERLING & CRAIG 1994)

Emellett az egyensúlyi koncentrációt meghatározó fontos tényező lesz a helyi lepusztulási ráta is. Mindezek függvényében 10^3 – 10^6 év szükséges az egyensúlyi koncentráció eléréséhez, ami tehát a kitettségi kormeghatározás maximális időtartományát jelenti.

$$(4) N_e = P / \lambda$$

A kozmogén izotópok keletkezése a felszín alatt

A közegen áthatoló kozmikus sugárzás részecskéinek mennyisége exponenciálisan csökken, így a TCN keletkezési ráta mélységgel való változása az (5) egyenlettel írható le.

$$(5) P(x) = P_0 \times e^{-x/\Lambda}$$

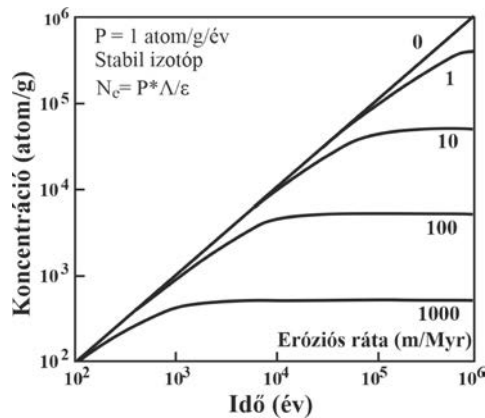
ahol P_0 és $P(x)$ a kozmogén részecskék keletkezési rátája a vizsgált közeg felszínén és a x mélységben [g/cm^2] ($x = z \times \rho$, ahol z a mélység [cm] és ρ a sűrűség [g/cm^3] és Λ az elnyelődési hossz [g/cm^2]).

Tekintettel arra, hogy a kozmogén izotópok különféle keletkezési mechanizmusai más-más elnyelődési hosszal jellemezhetők, az ezek általi keletkezési ráta más ütemben fog a mélységgel változni (3. ábra, A és B). Ennek egyik következménye, hogy a minta saját vastagsága is önárnyékolást idéz elő ($P_0 \neq P(x)$, ha $x > 1$), ezért a keletkezési ráta a minta vastagságának függvényében korrekcióra szorul. Hasonlóképpen, ha a mintavételi helyet időszakosan valami befedi (pl. hó, talaj, lösz), a felszín részlegesen árnyékolt helyzetbe kerül. Amennyiben a megmintázott felszín fedett, vagy ismert, hogy korábban időszakosan fedett volt, a keletkezési rátát ennek értelmében szintén korrigálni kell. A keletkezési ráta mélységgel való változásának összefüggése mélységprofil menti mintavétel esetén felhasználható a kitettségi kor és a lepusztulási ráta egyidejű meghatározására. Ennek részletes leírását e tanulmány második része tartalmazza (RUSZKICZAY-RÜDIGER 2026).

A kozmogén izotópok keletkezése pusztuló felszíneken

Az erózió során a felszínről kozmikus sugárzásnak kitett rétegek pusztulnak le, és korábban árnyékolt helyzetű kőzetek kerülnek a kozmikus sugárzásnak kitett, felszínközeli zónába. Eszerint a felszíni rétegekben a kozmogén izotópok koncentrációja nemcsak a radioaktív bomlás, hanem a lepusztulás következtében is csökken. Emiatt az egyensúlyi izotópkoncentráció összefüggése a lepusztulási rátával hasonló, mint a felezési idővel, vagyis annál hamarabb és alacsonyabb szinten áll be, minél gyorsabb a felszín lepusztulása.

Hosszan tartó, egyenletes lepusztulás esetén tehát a kozmogén izotópok koncentrációja már nem függ az eltelet időtől, ám függ a lepusztulási rátától (6. ábra). Ilyenkor a TCN-koncentráció kitettségi kormeghatározásra már nem alkalmas (5. ábra), de a lepusztulási ráta számszerűsítésére igen (a keletkezési ráta és az izotóp felezési idejének ismeretében) (6. ábra).



6. ábra. A kozmogén stabil izotópok koncentrációjának (N) időbeli változása az eróziós ráta függvényében, egységesen 1 atom/g/év keletkezési ráta esetén (CERLING & CRAIG 1994)

Figure 6. Temporal change in the concentration (N) of stable cosmogenic nuclides as a function of the erosion rate, assuming a uniform production rate of 1 atom/g/yr (CERLING & CRAIG 1994)

Azonban a kozmogén izotópok keletkezése szempontjából a lepusztult anyag tömege számít, vagyis a lepusztulás mélységét és a pusztuló közeg sűrűségét egyaránt figyelembe kell venni és a lepusztulási rátát a kőzet sűrűségének függvényében kell megadni (ϵ) [g/cm²/év]. Ez azonban könnyen átszámítható a lepusztult anyag vastagságát megadó lepusztulási rátává ($E = \epsilon/r \times 10^4$ [m/M év]).

Egyenletes erózió esetén a (4) egyenlet továbbgondolásával a lepusztulási ráta és a mért TCN-koncentráció kapcsolata megadható, a neutronspallációt és müonreakciókat is figyelembe véve (stabil izotópok esetén $\lambda = 0$):

$$(6) N_e = \frac{P_{sp}}{\frac{\epsilon}{\Lambda_{sp}} + \lambda} + \frac{P_{\mu slow}}{\frac{\epsilon}{\Lambda_{\mu slow}} + \lambda} + \frac{P_{\mu fast}}{\frac{\epsilon}{\Lambda_{\mu fast}} + \lambda}$$

A (6) egyenletből látható, hogy a kőzetben felhalmozódott kozmogén izotóp koncentráció fordítottan arányos a lepusztulási rátával, hiszen minél lassabb az erózió, annál régebb óta tartózkodik a kőzettest a kozmikus sugárzás által érintett zónában. Ezért az egyensúlyi koncentráció annál alacsonyabb és beállításához annál rövidebb idő kell, minél gyorsabb az erózió, és minél rövidebb felezési idejű izotóppal dolgozunk (5., 6. ábrák).

Összegzés

E tanulmány összefoglalta a litoszférában helyben keletkező kozmogén izotópok keletkezésének és a kőzetekben való felhalmozódásának mechanizmusait és az azt befolyásoló tényezőket, valamint ismertette a földtudományi célra széles körben alkalmazott izotópokat. A tanulmány második részében lesz szó a kor- és lepusztulási ráta meghatározásának menetéről, és az alkalmazás gyakorlati kérdéseiről (RUSZKICZAY-RÜDIGER 2026).

Köszönetnyilvánítás

A hazai kozmogén izotópos labor kiépítését és működését, így az e fejezet megírásához szükséges szakmai tapasztalat megszerzését a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Hivatal PD 83610 és FK 124807 számú pályázatai támogatták. Emellett hálával tartozom Régis BRAUCHERNAK, Silke MERCHELNEK és Stephanie NEUHUBERNEK a módszer alapjainak és alkalmazásának elsajátításához nyújtott segítségükért, a sok gondolatébresztő beszélgetésért és jótanácsokért mind a laboratóriumi munka, mind az adatok értelmezése területén. Köszönettel tartozom SZTANÓ Orsolyának szerkesztői munkájáért, valamint DUNKL Istvánnak és egy Névtelen Bírálónak a hasznos észrevételeikért.

Irodalom – References

- AKČAR, N., IVY-OCHS, S. & SCHLÜCHTER, C. 2008: Application of in-situ produced terrestrial cosmogenic nuclides to archaeology: A schematic review. – *Quaternary Science Journal* (Eiszeitalter und Gegenwart) **57**, 226–238. <https://doi.org/10.3285/eg.57.1-2.9>
- ALBRECHT, A., HERZOG, G. F., KLEIN, J., DEZFOULY-ARJOMANDY, B. & GOFF, F. 1993: Quaternary erosion and cosmic-ray-exposure history derived from ¹⁰Be and ²⁶Al produced in situ – An example from Pajarito plateau, Valles caldera region. – *Geology* **21**, 551–554. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021<0551:qeacre>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<0551:qeacre>2.3.co;2)
- BALCO, G. 2011: Contributions and unrealized potential contributions of cosmogenic-nuclide exposure dating to glacier chronology, 1990–2010. – *Quaternary Science Reviews* **30/1–2**, 3–27. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.11.003>
- BALCO, G. 2017: Production rate calculations for cosmic-ray-muon-produced ¹⁰Be and ²⁶Al benchmarked against geological calibration data. – *Quaternary Geochronology* **39**, 150–173. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2017.02.001>
- BALCO, G. 2020: Glacier Change and Paleoclimate Applications of Cosmogenic-Nuclide Exposure Dating. – *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **48**. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-081619-052609>
- BARTHOLOMEW, R. M., BOYD, A. W., BROWN, F., HAWKINGS, R. C., LOUNSBURY, M. & MERRITT, W. F. 1955: The half-life of ³⁶Cl. – *Canadian Journal of Physics* **33**, 43–48.

- BIERMAN, P. R. 1994: Using in situ produced cosmogenic isotopes to estimate rates of landscape evolution: A review from the geomorphic perspective. – *Journal of Geophysical Research* **99/B7**, 3885–13896. <https://doi.org/10.1029/94jb00459>
- BLANCKENBURG, F. von 2005: The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment. – *Earth and Planetary Science Letters* **237/3–4**, 462–479. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.06.030>
- BLANCKENBURG, F. von & WILLENBRING, J. K. 2014: Cosmogenic nuclides: Dates and rates of Earth-surface change. – *Elements* **10/5**, 341–346. <https://doi.org/10.2113/gselements.10.5.341>
- BORCHERS, B., MARRERO, S., BALCO, G., CAFFEE, M., GOEHRING, B., LIFTON, N., NISHIZUMI, K., PHILLIPS, F., SCHAEFER, J. & STONE, J. 2016: Geological calibration of spallation production rates in the CRONUS-Earth project. – *Quaternary Geochronology* **31**, 188–198. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.01.009>
- BRAUCHER, R., BROWN, E. T., BOURLÈS, D. L. & COLIN, F. 2003: In situ produced ^{10}Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons. – *Earth and Planetary Science Letters* **211**, 251–258. [https://doi.org/10.1016/s0012-821x\(03\)00205-x](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(03)00205-x)
- BRAUCHER, R., DEL CASTILLO, P., SIAME, L., HIDY, A. J. & BOURLÈS, D.L. 2009: Determination of both exposure time and denudation rate from an in situ-produced ^{10}Be depth profile: A mathematical proof of uniqueness. Model sensitivity and applications to natural cases. – *Quaternary Geochronology* **4**, 56–64. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2008.06.001>
- BRAUCHER, R., BOURLÈS, D., MERCHEL, S., VIDAL ROMANI, J., FERNANDEZ-MOSQUERA, D., MARTI, K., LÉANNI, L., CHAUVET, F., ARNOLD, M., AUMAÎTRE, G. & KEDDADOUICHE, K. 2013: Determination of muon attenuation lengths in depth profiles from in situ produced cosmogenic nuclides. – *Nuclear Instruments and Methods, Physical Research Section B*. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2012.05.023>
- BRAUCHER, R., MERCHEL, S., BORGOMANO, J. & BOURLÈS, D. L. 2011: Production of cosmogenic radionuclides at great depth: a multi element approach. – *Earth and Planetary Science Letters* **309**, 1–9. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.06.036>
- BROCARD, G. Y., VAN DER BEEK, P. A., BOURLÈS, D. L., SIAME, L. L. & MUGNIER, J. L. 2003: Long-term fluvial incision rates and postglacial river relaxation time in the French Western Alps from ^{10}Be dating of alluvial terraces with assessment of inheritance, soil development and wind ablation effects. – *Earth and Planetary Science Letters* **209**, 197–214. [https://doi.org/10.1016/s0012-821x\(03\)00031-1](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(03)00031-1)
- CERLING, T. E. & CRAIG, H. 1994: Geomorphology and in situ cosmogenic isotopes. – *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **22**, 273–317. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.22.1.273>
- CHMELEFF, J., VON BLANCKENBURG, F., KOSSERT, K. & JAKOB, D. 2010: Determination of the ^{10}Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. – *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, Section B, Beam Interactions with Materials and Atoms* **268**, 192–199. <http://dx.doi.org/10.1016/j.nimb.2009.09.012>
- CODILEAN, A. T. 2006: Calculation of the cosmogenic nuclide production topographic shielding scaling factor for large areas using DEMs. – *Earth Surface Processes and Landforms* **31/6**, 785–794. <https://doi.org/10.1002/esp.1336>
- DI BIASE, R. A. 2018: Increasing vertical attenuation length of cosmogenic nuclide production on steep slopes negates topographic shielding corrections for catchment erosion rates. – *Earth Surface Dynamics* **6/4**, <https://doi.org/10.5194/esurf-6-923-2018>
- DUNAI, T. 2010. *Cosmogenic Nuclides: Principles, Concepts, and Applications in the Earth Surface Sciences*. – Cambridge University Press, Cambridge, 187 p.
- ELMORE, D. & PHILLIPS, F. M. 1987: Accelerator mass spectrometry for measurement of long-lived radioisotopes. – *Science* **236**, 543–550. <https://doi.org/10.1126/science.236.4801.543>
- FENTON, C. R., BINNIE, S. A., DUNAI, T. & NIEDERMANN, S. 2022: The SPICE project: Calibrated cosmogenic ^{26}Al production rates and cross-calibrated $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$, $^{26}\text{Al}/^{14}\text{C}$, and $^{26}\text{Al}/^{21}\text{Ne}$ ratios in quartz from the SP basalt flow, AZ, USA. – *Quaternary Geochronology* **67**, 101218. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2021.101218>
- GOSSE, J. C. & PHILLIPS F. M. 2001: Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. – *Quaternary Science Reviews* **20**, 1475–1560. [https://doi.org/10.1016/s0277-3791\(00\)00171-2](https://doi.org/10.1016/s0277-3791(00)00171-2)
- GOLDSTEIN, G. 1966: Partial half-life for b-decay of ^{36}Cl . – *Journal of Inorganic Nuclear Chemistry* **28**, 937–939.
- GRANGER, D. E. 2006: A review of burial dating methods using ^{26}Al and ^{10}Be . – *Special Papers Geological Society of America* **415**, 1–16. [https://doi.org/10.1130/2006.2415\(01\)](https://doi.org/10.1130/2006.2415(01))
- GRANGER D. E. 2014: Cosmogenic Nuclide Burial Dating in Archaeology and Paleoanthropology. – In: HOLLAND, H. D. & TUREKIAN, K. K. (eds): *Treatise on Geochemistry, Second Edition* **14**, 81–97. Oxford: Elsevier. <https://doi.org/10.1016/b978-0-08-095975-7.01208-0>
- GRANGER, D. E. & RIEBE, C. S. 2014: Cosmogenic nuclides in weathering and erosion. – In: HOLLAND, H. D. & TUREKIAN, K. K. (eds): *Treatise on Geochemistry, Second Edition* **7**, 401–436. Oxford: Elsevier. <https://doi.org/10.1016/b978-008043751-4/00238-8>
- GRANGER, D.E., KIRCHNER, J.W. & FINKEL, R.C. 1996: Spatially averaged long term erosion rates measured from in-situ produced cosmogenic nuclides in alluvial sediment. – *Journal of Geology* **104**, 249–257. <https://doi.org/10.1086/629823>
- GRANGER, D.E., KIRCHNER, J.W. & FINKEL R.C. 1997: Quaternary downcutting rate of the New River, Virginia, measured from differential decay of cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be in cave-deposited alluvium. – *Geology* **25/2**, 107–110. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0107:qdrotn>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0107:qdrotn>2.3.co;2)
- GRANGER, D. E., FABEL, D. & PALMER, A.N. 2001: Pliocene-Pleistocene incision of the Green River, Kentucky, determined from radioactive decay of cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be in Mammoth Cave sediments. – *Geological Society of America Bulletin* **113**, 825–836. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113<0825:pplotg>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<0825:pplotg>2.0.co;2)
- GRANGER, D. E., LIFTON, N. A. & WILLENBRING, J. 2013: A cosmic trip: 25 years of cosmogenic nuclides in geology. – *Geological Society of America Bulletin* **125**, 1379. <https://doi.org/10.1130/b30774.1>
- GRANGER, D. E. & SCHALLER, M. 2014: Cosmogenic nuclides and erosion at the watershed scale. – *Elements* **10/5**, 369–373. <https://doi.org/10.2113/gselements.10.5.369>
- HEIMSATH, A. M., CHAPPELL, J., DIETRICH, W. E., NISHIZUMI, K. & FINKEL, R. C. 2001: Late Quaternary erosion in southeastern Australia:

- a field example using cosmogenic nuclides. – *Quaternary International* **83–85**, 169–185. [https://doi.org/10.1016/s1040-6182\(01\)00038-6](https://doi.org/10.1016/s1040-6182(01)00038-6)
- HEISINGER, B. & NOLTE, E. 2000: Cosmogenic in situ production of radionuclides: Exposure ages and erosion rates. – *Nuclear Instruments and Methods, Physical Research Section B* **172**, 790–795. [https://doi.org/10.1016/s0168-583x\(00\)00204-4](https://doi.org/10.1016/s0168-583x(00)00204-4)
- HEISINGER, B., LAL, D., JULL, A. T., KUBIK, P., IVY-OCHS, S., NEUMAIER, S., KNIE, K., LAZAREV, V. & NOLTE, E. 2002a: Production of selected cosmogenic radionuclides by muons: 1. Fast muons. – *Earth and Planetary Science Letters* **200/3–4**, 345–355. [https://doi.org/10.1016/s0012-821x\(02\)00641-6](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(02)00641-6)
- HEISINGER, B., LAL, D., JULL, A. T., KUBIK, P., IVY-OCHS, S., KNIE, K. & NOLTE, E. 2002b: Production of selected cosmogenic radionuclides by muons: 2. Capture of negative muons. – *Earth and Planetary Science Letters* **200/3–4**, 357–369. [https://doi.org/10.1016/s0012-821x\(02\)00641-6](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(02)00641-6)
- IVY-OCHS, S. & SCHALLER, M. 2009: Examining processes and rates of landscape change with cosmogenic radionuclides. – *Radioactivity in the Environment* **16**, 231–294. [https://doi.org/10.1016/s1569-4860\(09\)01606-4](https://doi.org/10.1016/s1569-4860(09)01606-4)
- 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., MAITI, M., POUTIVTSEV, M. & REMMERT, A. 2010: A new value for the half-life of ^{10}Be by heavy-ion elastic recoil detection and liquid scintillation counting. – *Nuclear Instruments & Methods in Physics Research, Section B, Beam Interactions with Materials and Atoms* **268**, 187–191. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2009.09.020>
- KUTSCHERA, W. 2019: The half-life of ^{14}C —why is it so long? – *Radiocarbon* **61/5**, 1135–1142.
- LAL, D. 1988: In situ-produced cosmogenic isotopes in terrestrial rocks. – *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **16**, 355–388. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.16.1.355>
- LAL, D. 1991: Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. – *Earth and Planetary Science Letters* **104**, 424–439. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(91\)90220-c](https://doi.org/10.1016/0012-821x(91)90220-c)
- LAL, D. & PETERS, B. 1967: Cosmic ray produced radioactivity on the earth. – In: SITTE, K. (Ed.): *Hanbuch der Physik*. Springer, Berlin, 551–612. https://doi.org/10.1007/978-3-642-46079-1_7
- LI, Y. K. 2013: Determining topographic shielding from digital elevation models for cosmogenic nuclide analysis: a GIS approach and field validation. – *Journal of Mountain Science* **10/3**, 355–362. <https://doi.org/10.1007/s11629-013-2564-1>
- LIFTON, N. A. 2016: Implications of two Holocene time-dependent geomagnetic models for cosmogenic nuclide production rate scaling. – *Earth and Planetary Science Letters* **433**, 257–268. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.11.006>
- LIFTON, N. A., SATO, T. & DUNAI, T. J. 2014: Scaling in situ cosmogenic nuclide production rates using analytical approximations to atmospheric cosmic-ray fluxes. – *Earth and Planetary Science Letters* **386**, 149–160. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.10.052>
- NIEDERMANN, S. 2002: Cosmic-Ray-Produced Noble Gases in Terrestrial Rocks: Dating Tools for Surface Processes. – In: PORICELLI, D., BALLANTINE, C. J. & WIELER, R. (eds): *Noble Gases in Geochemistry and Cosmochemistry, Reviews in mineralogy and Geochemistry* **47**, 731–784. <https://doi.org/10.2138/rmg.2002.47.16>
- NISHIZUMI, K. 2004: Preparation of ^{26}Al AMS standards. – *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, Section B, Beam Interactions with Materials and Atoms* **223–224**, 388–392. [https://doi.org/10.1016/s0168-583x\(04\)00600-7](https://doi.org/10.1016/s0168-583x(04)00600-7)
- NISHIZUMI, K., LAL, D., KLEIN, J., MIDDLETON, R. & ARNOLD, J. R. 1986: Production of ^{10}Be and ^{26}Al by cosmic rays in terrestrial quartz in situ and implications for erosion rates. – *Nature* **319**, 134–136. <https://doi.org/10.1038/319134a0>
- NISHIZUMI, K., WINTERER, E., KOHL, C., KLEIN, J., MIDDLETON, R., LAL, D. & ARNOLD, J. 1989: Cosmic ray production rates of ^{10}Be and ^{26}Al in quartz from glacially polished rocks. – *Journal of Geophysical Research* **94**, B12, 17907–17915. <https://doi.org/10.1029/jb094ib12p17907>
- NORRIS, T. L., GANCARZ, A. J., ROKOP, D. J. & THOMAS, K. W. 1983: Half life of ^{26}Al . – *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **88/S01**, B331–B333. <https://doi.org/10.1029/jb088is01p0b331>
- PHILLIPS, F. M., LEAVY, B. D., JANNIK, N. O., ELMORE, D. & KUBIK, P. W. 1986: The accumulation of cosmogenic ^{36}Cl in rocks: A method for surface exposure dating. – *Science* **231**, 41–43. <https://doi.org/10.1126/science.231.4733.41>
- PHILLIPS, F. M., ARGENTO, D. C., BALCO, G., CAFFEE, M. W., CLEM, J., DUNAI, T., FINKEL, R., GOEHRING, B., GOSSE, J. C., HUDSON, A., JULL, T. A., KELLY, M., KURZ, M., LAL, D., LIFTON, N., MARRERO, S. M., NISHIZUMI, K., REEDY, R., SCHAEFER, J., STONE, J. O., SWANSON, T. & ZREDA, M. G. 2015: The cronus-earth project: a synthesis. – *Quaternary Geochronology* **31**, 119–154. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.09.006>
- PORTENGA, E. W. & BIERMAN, P. R. 2011: Understanding Earth's eroding surface with ^{10}Be . – *GSA Today* **21/8**, 4–9. <https://doi.org/10.1130/g111a.1>
- RAISBECK, G., YIOU, M. F., BOURLÈS, D., LESTRINGUEZ, J. & DEBOFFLE, D. 1987: Measurements of ^{10}Be and ^{26}Al with a Tandem AMS facility. – *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research* **B29**, 22–26. [https://doi.org/10.1016/0168-583x\(87\)90196-0](https://doi.org/10.1016/0168-583x(87)90196-0)
- RITZ, J. F., BROWN, E. T., BOURLÈS, D. L., PHILIP, H., SCHLUPP, A., RAISBECK, G. M., YIOU, A. & ENKHTUVSHIN, E. 1995: Slip rates along active faults estimated with cosmic-ray-exposure dates: Application to the Bogd fault, Gobi-Altai, Mongolia. – *Geology* **23/11**, 1019–1022. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<1019:sraafe>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<1019:sraafe>2.3.co;2)
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs. 2004: Kitértési kor és eróziós ráta meghatározásának módszere helyben keletkező kozmogén izotópokkal. – *Földtani Közlöny* **134/2**, 257–279.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs. 2026: Helyben keletkező kozmogén izotópos geokronológia, a felszínfejlődés számszerűsítésének sokoldalú eszköze, 2. rész: A módszer alkalmazási területei. – *Földtani Közlöny* **156/1**,
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs., BRAUCHER, R., CSILLAG, G., FODOR, L., DUNAI, T. J., BADA, G., BOURLÈS, D. & MÜLLER, P. 2011: Dating Pleistocene aeolian landforms in Hungary, Central Europe, using in situ produced cosmogenic ^{10}Be . – *Quaternary Geochronology* **6**, 515–529. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2011.06.001>
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs., BRAUCHER, R., NOVOTHNY, Á., CSILLAG, G., FODOR, L., MOLNÁR, G., MADARÁSZ, B. & ASTER TEAM 2016a:

- Tectonic and climatic forcing on terrace formation: Coupling in situ produced ^{10}Be depth profiles and luminescence approach, Danube River, Hungary, Central Europe. – *Quaternary Science Reviews* **131**, 127–147. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.10.041>
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs., KERN, Z., URDEA, P., BRAUCHER, R., MADARÁSZ, B., SCHIMMELPFENNIG, I. & ASTER TEAM 2016b: Revised deglaciation history of the Pietrele-Stânișoara glacial complex, Retezat Mts, Southern Carpathians, Romania. – *Quaternary International* **415**, 216–229. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.10.085>
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs., CSILLAG, G., FODOR, L., BRAUCHER, R., NOVOTHNY, Á., THAMÓ-BOZSÓ, E., VIRÁG, A., PAZONYI, P., TIMÁR, G. & ASTER TEAM 2018: Integration of new and revised chronological data to constrain the terrace evolution of the Danube River (Gerecse Hills, Pannonian Basin). – *Quaternary Geochronology* **48**, 148–170. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2018.08.003>
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs., KERN, Z., TEMOVSKI, M., MADARÁSZ, B., MILEVSKI, I., BRAUCHER, R. & ASTER TEAM 2020: Last deglaciation in the central Balkan Peninsula: geochronological evidence from the Jablanica Mt. (North Macedonia). – *Geomorphology* **351**, 106985. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106985>
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs., KERN, Z., URDEA, P., MADARÁSZ, B., BRAUCHER, R. & ASTER TEAM 2021: Limited glacial erosion during the last glaciation in mid-latitude cirques (Retezat Mts, Southern Carpathians, Romania). – *Geomorphology* 107719. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107719>
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs., TEMOVSKI, M., KERN, Z., MADARÁSZ, B., MILEVSKI, I., LACHNER, J. & STEIER, P. 2022: Late Pleistocene glacial advances, equilibrium-line altitude changes and paleoclimate in the Jakupica Mts (North Macedonia). – *CATENA* **216**, 106383. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2022.106383>
- SCHALLER, M., BLANCKENBURG, F., HOVIUS, N. & KUBIK, P. W. 2001: Large-scale erosion rates from in-situ produced cosmogenic nuclides in European river sediments. – *Earth and Planetary Science Letters* **188**, 441–458. [https://doi.org/10.1016/s0012-821x\(01\)00320-x](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(01)00320-x)
- SCHALLER, M., VON BLANCKENBURG, F., VELDKAMP, A., TEBBENS, L. A., HOVIUS, N. & KUBIK, P. W. 2002: A 30 000 yr record of erosion rates from cosmogenic ^{10}Be in Middle European river terrace. – *Earth and Planetary Science Letters* **204**, 307–320. [https://doi.org/10.1016/s0012-821x\(02\)00951-2](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(02)00951-2)
- SCHÄFER, J.M., IVY-OCHS, S., WIELER, R., LEYA, I., BAUR, H., DENTON, G. H. & SCHLÜCHTER, C. 1999: Cosmogenic noble gas studies in the oldest landscape on earth: surface exposure ages of the Dry Valleys, Antarctica. – *Earth and Planetary Science Letters* **167**, 215–226. [https://doi.org/10.1016/s0012-821x\(99\)00029-1](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(99)00029-1)
- SIAME, L., BELLIER, O., BRAUCHER, R., SEBRIER, M., CUSHING, M., BOURLÈS, D. L., HAMELIN, B., BAROUX, E., DE VOOGD, B., RAISBECK, G. & YIOU, F. 2004: Local erosion rates versus active tectonics: cosmic ray exposure modelling in Provence (South-East France). – *Earth and Planetary Science Letters* **220/3–4**, 345–364. [https://doi.org/10.1016/s0012-821x\(04\)00061-5](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(04)00061-5)
- VAN DER WOERD, J., RYERSON, F. J., TAPPONNIER, P., GAUDEMER, Y., FINKEL, R., MERIAUX, A. S., CAFFEE, M., GUOQUANG, Z. & QUNLU, H. 1998: Holocene left slip rate determined by cosmogenic surface dating on the Xidatan segment of the Kunlun fault (Qinghai, China). – *Geology* **26/8**, 695–698. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1998\)026<0695:hlsrdb>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026<0695:hlsrdb>2.3.co;2)
- WAGNER, G. A. 1998: *Age Determination of Young Rocks and Artefacts*. – Springer-Verlag Berlin-Heidelberg, 4–16, 113–194. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-03676-1>
- WAGNER, T., FABEL, D., FIEBIG, M., HÄUSELMANN, P., SAHY, D., XU, S. & STÜWE, K. 2010: Young uplift in the non-glaciated parts of the Eastern Alps. – *Earth and Planetary Science Letters* **295**, 159–169. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.03.034>
- WITTMANN, H. & VON BLANCKENBURG, F. 2016: The geological significance of cosmogenic nuclides in large lowland river basins. – *Earth-Science Reviews* **159**, 118–141 <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.06.001>

Kézirat beérkezett: 2025. 12. 04.