

## Gyors klíma- és ásványi porciklus változások az utolsó glaciális során az észak-atlanti térség és Európa vonatkozásában

ÚJVÁRI Gábor<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>HUN-REN Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, 1112 Budapest, Budaörsi út 45.

<sup>2</sup>CSFK, MTA Kiváló Kutatóhely, 1121 Budapest, Konkoly-Thege Miklós út 15-17.

ujvari.gabor@csfk.hun-ren.hu

orcid.org/0000-0002-2816-6155

### *Rapid climate and mineral dust cycle changes over the last glaciation in relation to the North Atlantic and Europe*

#### Abstract

The paleoclimate of the North Atlantic region exhibited significant variability during the last glaciation, as evidenced by proxy data from polar ice cores and deep-sea sediments. The generally cold climate was interrupted by sudden, decadal/centennial-scale warm phases, which were part of longer cycles on millennial timescales. These cycles, known as Dansgaard–Oeschger (D–O) cycles, often culminated in cold Heinrich Stadials, which were associated with intense iceberg discharges around the Labrador Peninsula. These rapid climate oscillations had a global impact, affecting the climate of the Eurasian continent, as well as vegetation and continental dust emissions, which in turn fed back into the global climate through both direct and indirect effects. Large areas of mid-latitudes (e.g., Eurasia) were covered during this period by wind-blown loess sediments, providing a unique opportunity to understand both environmental and dust cycle changes across the continents. Moreover, examining the links between terrestrial dust sources and mineral dust trapped in polar ice cores provides insights into glacial atmospheric circulation patterns of the Northern Hemisphere. The present study, which is based on my short DSc thesis at the Hungarian Academy of Sciences, focuses on two main topics. Firstly, it seeks to understand the effects of D–O events in the Carpathian Basin and, more broadly, in Central Europe, and to shed light on the mechanisms behind them. This is achieved using high-precision radiocarbon dating of loess sediments and novel quantitative proxies. The second objective was to obtain a more precise understanding of the primary dust source(s) of glacial aerosol samples from the NGRIP (North Greenland Ice Core Project) ice core by employing clay mineralogy, conventional (Sr–Nd) and novel isotope geochemical (Hf,  $\delta^2\text{H}$ ) indicators.

**Keywords:** *Dansgaard–Oeschger cycle, stadial, interstadial, Heinrich Event, North Atlantic*

#### Összefoglalás

Az észak-atlanti térség éghajlata meglehetősen változatos volt az utolsó eljegesedés során, ami a poláris jégmagok és mélytengeri üledékek proxy adatairaiban igen jól dokumentált. Az általánosan hideg klímát hirtelen, néhány évtized alatt bekövetkező felmelegedési fázisok szakították meg, amelyek hosszabb, ezeréves időskálájú ciklusoknak voltak a részei. Ezek az úgynevezett Dansgaard–Oeschger (D–O) ciklusok sokszor igen hideg, Heinrich-stadiálisokban kulmináltak, ami intenzív jéghegyborjadzással járt a Labrador-félsziget körüli térségben. Ezek a gyors klímakilengések globális hatást gyakoroltak és érintették az eurázsiai kontinens éghajlatát is, valamint kihatottak a növényzetre és a kontinentális porkibocsátásra, amely direkt és indirekt visszacsatolásokon keresztül visszahatott a globális klímára. A közepes földrajzi szélességek (például Eurázsia) nagy területeit fedték be ebben az időszakban a szél által szállított por kiülepedéséből származó löszüledékek, amelyek unikális lehetőséget kínálnak a környezeti átalakulások és a porciklus változásainak együttes megismerésére a kontinenseken. Ezenfelül a szárazföldi porforrások és a poláris jégmagokba zárt ásványi por közötti kapcsolatok felderítése az északi félteke glaciális légköri mintázataiba enged bepillantást. Ebben a tanulmányban, amely az MTA doktori rövid értekezésem alapján született, két fő kutatási irányra koncentráltam: egyfelől arra, hogy a löszüledékek nagy pontosságú radiokarbon kormeghatározásával és újszerű, kvantitatív proxyk felhasználásával a korábbiaknál pontosabban érthessem meg a D–O események hatásait a Kárpát-medencében és tágabb értelemben Közép-Európában, és rávilágítsak az ezek mögött álló mechanizmusokra. Másfelől a NGRIP (North Greenland Ice Core Project) jégmag glaciális aeroszolmintáinak és az északi félteke különböző kontinentális porforrásregióiból származó porminták felhasználásával, valamint agyagásványos, tradicionális (Sr–Nd) és új izotóp-geokémiai (Hf,  $\delta^2\text{H}$ ) indikátorok segítségével világosabb képet szerettem volna kapni a fő porforrás(ok)ról.

**Tárgyszavak:** *Dansgaard–Oeschger-ciklus, stadiális, interstadiális, Heinrich-esemény, Észak-Atlantikum*

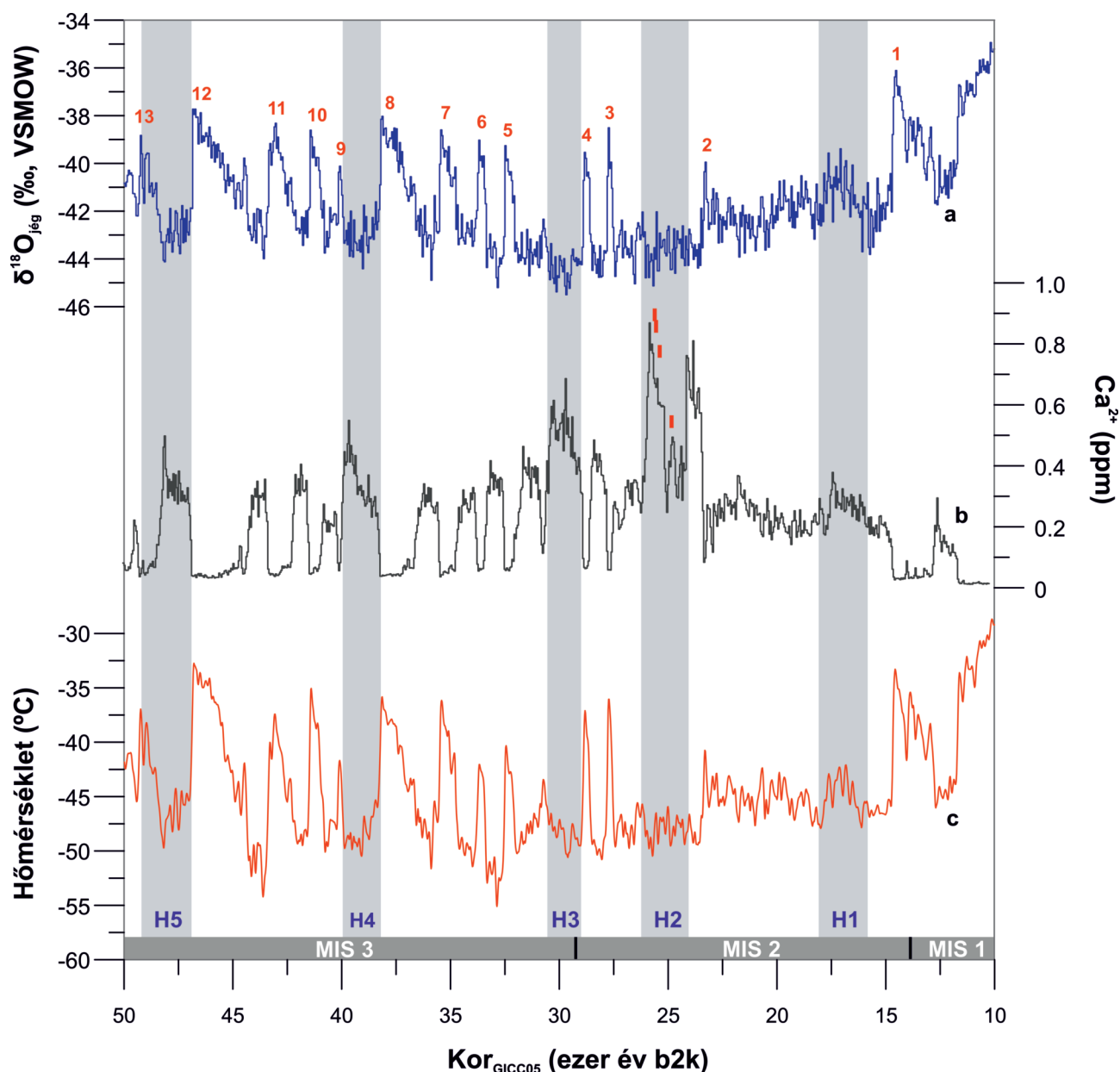
## Bevezetés

Manapság egyre nagyobb aggodalomra ad okot, hogy a növekvő CO<sub>2</sub>-koncentráció és a globális felmelegedés a közeljövőben az éghajlati rendszerben bekövetkező gyors változások globális eseménysorához vezet (LENTON et al. 2019), amelynek modellezése és előrejelzése meglehetősen problematikus, és amely globális veszélyt jelent a civilizációra. Az úgynevezett billenőpontok (olyan kritikus küszöbértékek, amelyeknél egy apró perturbáció minőségileg megváltoztathatja a klímarendszer állapotát) előrejelzésének nehézségei annak köszönhetők, hogy az éghajlati rendszerben a hirtelen események során fellépő visszacsatolásokról csak korlátozott ismereteink vannak. Ez nagyrészt igaz a légköri por szerepére is, amely különböző fizikai/biogeokémiai folyamatok és visszacsatolások révén közvetlen és közvetett hatást gyakorol a globális éghajlatra (SOKOLIK & TOON 1996, TEGEN et al. 1996, SATHEESH & KRISHNA MOORTHY 2005, MAHOWALD 2011). A por-klíma kapcsolatrendszer minél pontosabb megismerése tehát alapvető jelentőséggel bír a Földrendszer globális éghajlatot érintő, összetett folyamatainak megértésében, és hozzájárul a globális és regionális klíma-modellek előrejelzési képességeinek finomításához. Ezen modellek tesztelése és validálása sok esetben a legutolsó eljegesedés fizikai/éghajlati viszonyaira támpontot nyújtó paleoklíma-rekonstrukciók adataira épül (BRACONNOT et al. 2012, HARRISON et al. 2014).

Grönlandi jégfúrások oxigénizotóp- és észak-atlanti tengeri üledékek foraminifera összetétel adatainak tanúsága szerint az utolsó globális eljegesedés során megismétlődő, hirtelen éghajlatváltozások következtek be, amelyek az Atlanti-óceán északi részére összpontosultak (ALLEY et al. 2003, NORTH GREENLAND ICE CORE PROJECT MEMBERS 2004). Az észak-atlanti térség klimatikus szempontból kulcsfontosságú régió, ahol erőteljes szélrendszerek találkoznak a tengeri jég legdélebbi kiterjedésével és olyan óceáni áramlatokkal, amelyek a konvekció révén kapcsolatban állnak az óceán mélyebb régióival (LYNCH-STIEGLITZ et al. 2007, LI & BORN 2019). Az utolsó eljegesedés hirtelen éghajlati változásainak egyik legjobb archívuma a grönlandi jégtakaró. A jégmagok nagy felbontású oxigénizotópos ( $\delta^{18}\text{O}$ ) adatai azt mutatják, hogy az általában hideg glaciális éghajlatot az utolsó eljegesedés során számos gyorsan, évtizedek alatt kialakuló felmelegedési periódus (interstadiális, *1. ábra*) szakította meg (BOND et al. 1993, DANSGAARD et al. 1993, STEFFENSEN et al. 2008). Grönlandon az úgynevezett Dansgaard-Oeschger (D–O) ciklusok során a levegő hőmérséklete évtizedek alatt 5–16 °C-kal emelkedett (HUBER et al. 2006, KINDLER et al. 2014), majd az ezt követő, kevésbé gyors hőmérséklet-csökkenés végül hideg stadiálisokban kulminált (BOND et al. 1993, MENVIEL et al. 2020), amelyet bizonyos esetekben intenzív jéghegyborjadzással járó, úgynevezett Heinrich-események kísértek (HEINRICH 1988, BOND et al. 1992, HEMMING 2004). Ez a D–O típusú éghajlati változékonyság porkoncentráció- és részecskeméret-változásokkal párosult (*1. ábra*). Az interstadiálisok során a Ca<sup>2+</sup>-ionok, azaz a kontinentális területekről származó ásványi por kon-

centrációjának gyors csökkenését az aeroszolkok méretének csökkenése, míg a stadiálisok során a porkoncentráció lassabb emelkedését a szemcseméret-eloszlások móduszának növekedése kísérte (FUHRER et al. 1999, RUTH et al. 2003). A por jellemzőinek e hirtelen változásait a légköri tartózkodási idő, a szállítási távolság, a poláris légköri cella kiterjedése és intenzitása, a kontinentális forrásterületek aktivitásának és ariditásának változásai magyarázhatják (HANSSON 1994, MAYEWSKI et al. 1994, STEFFENSEN 1997, RUTH et al. 2003, FISCHER et al. 2007), mindazonáltal a változások ok-okozati mechanizmusainak részletei továbbra is tisztázatlanok. Az NGRIP (North Greenland Ice Core Project) jégmag  $\delta^{18}\text{O}$  és por (Ca<sup>2+</sup>) koncentráció adatsorainak összehasonlítása azt mutatta, hogy az utolsó glaciális ciklus összes D–O eseményét figyelembe véve a porkoncentráció  $\delta^{18}\text{O}$ -hoz képesti változásának átlagos késése 1±8 év (RUTH et al. 2007). A porkoncentráció és a  $\delta^{18}\text{O}$  változásának ezt az egyidejűségét nemrégiben az NGRIP és a NEEM (North Greenland Eemian Ice Drilling) jégmagok adatainak nagyobb felbontású elemzése is megerősítették (ERHARDT et al. 2019, CAPRON et al. 2021), ami arra utal, hogy a kontinentális porforrások és Grönland éghajlata az utolsó eljegesedés során szorosan összekapcsolódott (RUTH et al. 2007, SCHÜPBACH et al. 2018). Ennek a kapcsolt válasznak a háttérmechanizmusai azonban az északi félteke nagy területein továbbra is alig ismertek. Ilyen szempontból a grönlandi jégmagokban talált glaciális por forrásának felderítése kulcsfontosságú kérdés, amely lehetővé teszi a porkibocsátás fő környezeti tényezőinek közelebbi megismerését, valamint betekintést nyújt a D–O-események során jellemző főbb porszállítási útvonalakba és légköri keringési mintázatokba. Ez elősegíti a por és az éghajlat közötti, évtizedes/évszázados és évezredes időskálán jelentkező visszacsatolások jobb megértését, valamint a különböző légköri mintázatok szerepét a por északi félteke feletti szállításában. Ehhez a kérdéskörhöz kapcsolódva célom volt, hogy az NGRIP jégmag utolsó glaciális aeroszol mintáinak potenciális lehordási területét új izotóp-geokémiai indikátorok (agyagfrakció hafnium és hidrogénizotóp-összetétele) felhasználásával határozzam meg.

Az észak-atlanti térségben megjelent D–O-események hatása az északi félteke nagy részére kiterjedt (VOELKER 2002), és ezt a típusú éghajlati variabilitást később pontosan datált cseppkövekben is azonosították Európában (GENTY et al. 2003, FLEITMANN et al. 2009, LUETSCHER et al. 2015) és Ázsiában egyaránt (Wang et al. 2008), illetve tavi üledékekben is kimutatható volt (ALLEN et al. 1999, MAGYARI et al. 1999, SÜMEGI et al. 2013, SIROCKO et al. 2016, STOCKHECKE et al. 2016, DUPRAT-OUALID et al. 2017). A D–O-események nyomait a kiterjedt európai és kelet-ázsiai löszlerakódások szemcseösszetétel-adatsoraiban (ROUSSEAU et al. 2002, 2007; ANTOINE et al. 2009a,b; SUN et al. 2012) és csigafaunáiban (SÜMEGI & KROLOPP 2002, MOINE et al. 2008, SÜMEGI et al. 2019) is felfedezték, ezek azonban a löszkronológiák pontatlansága miatt nem voltak egyértelmű bizonyítéknak tekinthetők. A löszüledékek kormeghatározására legszélesebb körben alkalmazott lumineszcens módszerek általában pontos korbecsléseket adnak (NOVOTHNY et al. 2011, STEVENS et



**1. ábra.** Dansgaard-Oeschger (D-O) eseményeket reprezentáló proxy adatsorok a közép-grönlandi NGRIP jégmagfúrásból 10 és 50 ezer év között. a) A jégmag oxigénizotóp ( $\delta^{18}\text{O}$ ) adatsora (a grönlandi interstadiális események piros számokkal jelölve, RASMUSSEN et al. 2014), b) a jégmagban mért porkoncentráció ( $\text{Ca}^{2+}$ -ionok) és c) a jégbuborékok nitrogénizotóp ( $\delta^{15}\text{N}$ ) összetétele alapján készült hőmérséklet-rekonstrukció (KINDLER et al. 2014). A korszála alapja mindhárom proxy adatsor esetén a GICC05-kronológia (b2k=2000 előtt, SVENSSON et al. 2008, WOLFF et al. 2010), a Heinrich-események (H-val jelölve) pozíciója HEMMING (2004), SANCHEZ GOÑI & HARRISON (2010) és MENVIEL et al. (2020) után, a tengeri oxigénizotóp-stádiumok (MIS) LISIECKI & RAYMO (2005) alapján. A porforrások azonosításához használt mintákat apró, piros téglalapok jelölik a  $\text{Ca}^{2+}$  adatsor 25 ezer évnél lévő csúcsa körül.

**Figure 1.** Proxy data series representing Dansgaard-Oeschger (D-O) events from the NGRIP ice core between 10 and 50 thousand years. a) Ice core oxygen isotope ( $\delta^{18}\text{O}$ ) data (Greenland interstadial events indicated by numbers in red, RASMUSSEN et al. 2014), b) measured dust concentration ( $\text{Ca}^{2+}$  ions) in the ice core and c) temperature reconstruction based on the nitrogen isotope ( $\delta^{15}\text{N}$ ) composition of ice bubbles (KINDLER et al. 2014). For all three proxy datasets, the age scale is based on the GICC05 chronology (before b2k=2000, SVENSSON et al. 2008, WOLFF et al. 2010), the position of the Heinrich events (denoted by H) after HEMMING (2004), SANCHEZ GOÑI & HARRISON (2010) and MENVIEL et al. (2020), and the marine oxygen isotope stages (MIS) after LISIECKI & RAYMO (2005). Samples used to identify dust sources are marked by small red rectangles around the peak of the  $\text{Ca}^{2+}$  data series at 25,000 years.

al. 2011), de túl nagy hibahatárokkal rendelkeznek az évszázados/évezredes léptékű környezeti változások időbeliségének és a mögöttes mechanizmusoknak a vizsgálatához (STEVENS et al. 2008, ÚJVÁRI et al. 2014), beleértve a kontinentális porfelhalmozódás rövid időléptékű változásait is. Így annak ellenére, hogy globálisan elterjedtek, és szorosan kötődnek a fő globális porforrásrégiókhoz, a löszüledékek

eddig a szárazföldi porkibocsátás és -felhalmozódás évezredes vagy annál rövidebb időskálájú variabilitására vonatkozó információk nagyrészt kiaknázatlan forrásai maradtak. Ez az éghajlat és a szárazföldi eredetű légköri por közötti visszacsatolások megértésének egyik fő akadályja is volt. A kis méretű csigák nagy pontosságú, gyorsító tömegspektrometriás (AMS) radiokarbon kormeghatározása terén elért

első eredmények (PIGATI et al. 2010, 2013; ÚJVÁRI et al. 2014) alapján a fenti probléma megoldásához a löszben élő kis méretű (héj < 10 mm) csigafajok  $^{14}\text{C}$  kormeghatározására koncentráltam. Fő cél volt, hogy a dunaszekcsői löszrétegsor igen nagy felbontású (5 cm) radiokarbon kormeghatározásával kvantitatív alapon bizonyítsam a D–O-események porfelhalmozódásra gyakorolt hatását a Kárpát-medencében, illetve tágabb értelemben Kelet-Közép-Európában. Ennek megvalósítása új lehetőséget kínált arra, hogy eddig nem látott betekintést nyerjünk a földi porciklus egy szegmensének évezredek és évszázados léptékű időbeli változásaiba. A csigahéjak aragonitanyaga ezenfelül szén/oxigén stabilizotópos ( $\delta^{13}\text{C}$  és  $\delta^{18}\text{O}$ ), valamint kapcsoltizotóp ( $\Delta_{47}$ ) vizsgálatokra is módot adott, melynek révén a Kárpát-medence egykori környezeti-éghajlati viszonyaira (hőmérséklet, csapadék) is következtetni lehetett az utolsó glaciális maximumot (Last Glacial Maximum, LGM) közvetlenül megelőző két stadiális/interstadiális átmenet során. Ezek az adatok betekintést engedtek az utolsó jégkorszak alatt bekövetkezett D–O-felmelegedéseknek a kelet-közép-európai helyi éghajlati viszonyokra gyakorolt hatásaiba, illetve hogy ezen hirtelen klímaesemények milyen légköri átviteli mechanizmusokon keresztül befolyásolták a kontinens ezen részének ökoszisztémái viszonyait.

## Módszerek

### Porforráselemzések

A grönlandi jégmagokba zárt utolsó glaciális aeroszolk forrásterület meghatározásához (1. cél) a NGRIP jégmag négy pormintáját vizsgáltam. Ezek az LGM egyik legnagyobb porfelhalmozódású időszakából származnak, amely a GS-3 stadiálishoz és a H2 Heinrich-eseményhez köthető (1. ábra). A jégből kinyert poranyagot gyenge (0,5 mol/L) ecetsavval kezeltük 1 órán keresztül a karbonátok és tengeri eredetű só aeroszolk eltávolítása érdekében, SVENSSON et al. (2000) munkáját követve. A vizsgálatok során potenciális forrásterület (PFT) mintákként modern talajmintákat, szivati dűnehomokokat, folyóvízi és tavi üledékeket, valamint késő negyedidőszaki löszlerakódásokat használtunk, amelyekről térkép és részletes lista ÚJVÁRI et al. (2022) tanulmányában található. A szemcseméret és az ásványi összetétel izotópos összetételre gyakorolt hatásának minimalizálása, valamint annak biztosítása érdekében, hogy a PFT és a jégmag porminták azonos szemcseméretű frakcióit hasonlítsuk össze, a PFT-mintákat 5  $\mu\text{m}$ -es, hidrofób Mitex-filteren és/vagy nedves üleptéssel (Stokes-törvény) választottuk szét (további információkért lásd ÚJVÁRI et al. 2022). A <5 és <2  $\mu\text{m}$ -es frakciókat ezt követően 0,5 mol/L ecetsavban 1 órán keresztül, majd röviden 30%-os  $\text{H}_2\text{O}_2$ -vel kezeltük a másodlagos karbonátok és szerves anyagok eltávolítása érdekében.

Az agyagásvány-összetétel elemzéseikhez a teljes kőzetmintákat hígított  $\text{H}_2\text{O}_2$ -vel kezeltük a szerves anyagok eltávolítása érdekében. A homogenizált (<2  $\mu\text{m}$ ) kezeletlen és

K-Mg-telített, illetve etilén-glikollal/glicerinnel kezelt mintákat ezután Panalytical PW 3040/60X' Pert PRO diffraktómméterrel (CuK $\alpha$  sugárzás, 40 kV, 40 mA, 0,0167 lépésköz, lépésenként 5 mp) vizsgáltuk. A minták agyagásványos összetételét BISCAYE (1965) nyomán számszerűsítettük. További részletek ÚJVÁRI et al. (2022) publikációjában találhatók.

Az izotópgeokémiai vizsgálatokhoz szükséges kémiai elválasztások mindegyike a Bécsi Tudományegyetem Litoszférakutatási Tanszékének PicoTrace 100-as osztályú tisztatér laboratóriumában készült. A használt vegyszerek és laboratóriumi eszközök leírása, valamint a minták ammónium-bifluoridos módszerrel történt feloldása és az ezt követő elemelválasztások és -tisztítások oszlopkémiai eljárásokról ÚJVÁRI et al. (2021b) tanulmányában olvashatók. A Sr- és Nd-izotópok tömegspektrometriás méréseit a Bécsi Tudományegyetem Litoszférakutatási Tanszékén végeztük egy Thermo-Finnigan Triton TI multikollektoros TIMS műszerrel, statikus üzemmódban. További analitikai részletekért lásd ÚJVÁRI et al. (2022).

A Hf-izotópösszetétel-elemzéseket egy Thermo Neptune Plus multikollektoros induktív csatolású plazmatömegspektrométerrel (MC-ICP-MS) végeztük, amely egy Aridus 3 porlasztó mintaadagolóval volt felszerelve (100  $\mu\text{l}$ /perc áramlási sebességgel) a debreceni Atommagkutató Intézetben (ATOMKI). Az analitika bővebb leírását ÚJVÁRI et al. (2021b) ismerteti. Az Nd- és Hf-izotóparányokat epsilon értékekben adtuk meg, a jelenkori kondritos egységes rezervoár (chondritic uniform reservoir, CHUR) BOUVIER et al. (2008) által javasolt  $0,512630 \pm 0,000011$  és  $0,282785 \pm 0,000011$  értékeit felhasználva, az alábbiak szerint:

$$\epsilon Nd(0) = \left( \frac{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{mint}}}{{}^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}} - 1 \right) \times 10000 \quad (1)$$

és

$$\epsilon Hf(0) = \left( \frac{^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{mint}}}{{}^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{CHUR}}} - 1 \right) \times 10000 \quad (2)$$

A NGRIP-aeroszol és a PFT-minták finom frakciói (<5 és <2  $\mu\text{m}$ ) víztartalmának és  $^2\text{H}/^1\text{H}$  izotóparányainak mérése magas hőmérsékletű (1450 °C) redukciós módszerrel történt a Lausanne-i Egyetemen BAUER & VENNEMANN (2014) módszerének megfelelően. Az eredményeket a standard delta-jelölésben  $\delta_2\text{H}$  (=  $\delta\text{D}$ ) értékeként adtuk meg a VSMOW-hoz képest ezrelékben (‰) kifejezve.

Az LGM porciklus Európára vonatkozó, nagy térbeli (50 km-es grillek) és időbeli felbontású (6 órás kimeneti intervallum) szimulációi a *Weather and Research Forecast model with Chemistry* (WRF-Chem; 4.1.2 verzió, SKAMAROCK et al. 2019) segítségével történtek. A WRF-modell futtatására a Max-Planck-Institut für Meteorologie Föld-rendszer modellje (MPI-ESM-P; JUNGCLAUS et al. 2012) által a Paleomodel Intercomparison Project 3. fázisa (PMIP3; BRACONNOT et al. 2012) során végzett globális LGM-szimulációból (1,875°x1,875° vízszintes rácsháló távolság) származó kezdeti és 6 órás laterális peremfeltételek felhasználásával került sor, beleértve az időben változó tengeri jeget és a tengerfelszín-hőmérsékleteket is. Az alkalmazott egyéb fi-



zikai paraméterezéseket és konkrét modellbeállításokat, valamint a porszállítás és -felhalmozódás elemzésének részleteit ÚJVÁRI et al. (2022) tanulmánya adja meg bővebben.

### *Paleoklíma- és porfluxus-rekonstrukciók*

A paleoklíma- és porfluxus-rekonstrukciók (2. cél) a dunaszekcsői löszrétagsorból (É 46°05'25", K 18°45'45", 135 m tengerszint feletti magasság) történtek. A szemcseméret-összetételi elemzésekhez a mintavételezés 5 cm-es felbontással zajlott az adott löszpaleotalaj-sorozat két egymást átfedő profilján. A radiokarbon kormeghatározások céljából szintén 5 cm-es mélységfelbontással gyűjtöttünk mintákat a rétegsor 4,85–8,40 m mélységek közötti részén, míg a szekvencia 2,50–4,85 és 8,40–10,45 m közötti részén 10–30 cm-es felbontással. A  $^{14}\text{C}$  kormeghatározáshoz 15×5×10 cm (szélesség/magasság/hosszúság) méretű blokkokat vágunk ki a löszüledékből, és a mintatömböket ezt követően desztillált vízben áztatva szuszpendáltuk a faszénmaradványok és a csigahéjak 1 mm-es szitán keresztül történő kinyeréséhez. A faj (vagy család) szintű azonosítás után a molluszkahéjakat alufóliába csomagoltuk, és zárt műanyag zacskókba helyeztük. A faszéndarabokat hasonló módon, de a csigahéjaktól elkülönítve kezeltük. A csigahéj stabil szén/oxigén- és kapcsolítottizotóp-elemzéseinek céljából vett minták szintén 15×5×10 cm (szélesség/magasság/hosszúság) méretű üledékblokkokból származnak a rétegsor 8,35–7,75 és 6,95–6,15 m közötti mélységintervallumaiból. A csigahéjakat a radiokarbon-elemzésekhez hasonlóan nyertük ki, majd a faj szintű azonosítás mikroszkóp alatt történt.

A faszének és csigahéjak radiokarbon kormeghatározásra történő előkészítése és azok gyorsító tömegspektrometriás (AMS) mérése egy kompakt AMS rendszerrel (MICADAS) történt a debreceni ATOMKI Hertelendi Ede Környezetanalitikai Laboratóriumában. A mérések módszertani részleteit ÚJVÁRI et al. (2016b) közli. A konvencionális radiokarbon korokat az OxCal online (4.2 verzió; BRONK RAMSEY 2009) és az akkoriban legfrissebbnek számító IntCal13 kalibrációs görbe (REIMER et al. 2013) segítségével számoltuk át naptári korokká. Miután két átfedő profil mentén történtek a mintázások Dunaszekcsőn, így egy kompozit profilt kellett létrehozunk, melyet az AMS  $^{14}\text{C}$  korok és az 1. és 2. profilban mért szemcseméret-eloszlások lösz medián szemcseátmérő ( $D_{50_{\text{lösz}}}$ ) értékeinek felhasználásával kaptunk. A Bayes-féle kor-mélység modellezést 125 radiokarbon adatpont alapján a Bacon kód (BLAAUW & CHRISTEN 2011) segítségével végeztük el. További kor-mélység modellezésre és porfluxus számításra vonatkozó részletek az ÚJVÁRI et al. (2017) szakcikkekben találhatók.

A teljes kőzet és a benne lévő kvarckristályok méreteloszlásainak meghatározására lézerdiffrakciós mérésekre került sor a Pécsi Tudományegyetem Szentágothai János Kutatóközpontjában egy Malvern Instruments Mastersizer 3000 lézerdiffraktométerrel. Módszertani részletekért lásd ÚJVÁRI et al. (2016a) tanulmányát.

A dunaszekcsői löszrétagsorból származó csigahéjak szén/oxigén-stabilizotóp- és kapcsolítottizotóp-elemzése a sváj-

ci ETH Zürich Geológiai Intézetében készültek egy Thermo Fisher Scientific Kiel IV karbonátfeltároló/előkészítő készülékkel összekapcsolt Thermo Fisher Scientific MAT 253 izotóparány tömegspektrométerrel a MECKLER et al. (2014) és MÜLLER et al. (2017) által leírt módszerek szerint. A stabil szén- és oxigénizotóp-arányokat a hagyományos  $\delta$ -jelölés szerint a Vienna Pee Dee Belemnite-hoz (VPDB) viszonyítva ezrelékben (‰) adjuk meg:

$$\delta_{\text{minta}}(\text{‰}) = \frac{R_{\text{minta}}}{R_{\text{VPDB}}} - 1 \quad (3)$$

ahol R a szén esetében  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ , az oxigén esetében  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  (COPLIN et al. 1994). A szén-dioxid 47-es tömegszámú izotopológjainak (dominánsan  $^{13}\text{C}^{18}\text{O}^{16}\text{O}$ ) sztochasztikus eloszláshoz viszonyított anomáliáját a következőképpen határoztuk meg:

$$\Delta_{47}(\text{‰}) = \left( \frac{R_{47}}{R_{47*}} - 1 \right) \times 1000 \quad (4)$$

ahol  $R_{47}$  a 47-es tömegszámú ritka izotopológok gyakorisága a 44-es tömegszámú, leggyakoribb izotopológhoz viszonyítva, míg  $R_{47*}$  ugyanezt az arányt jelöli a minta izotópjainak sztochasztikus eloszlása esetén (lásd BERNASCONI et al. 2021). A mérési eredményeket a szén-dioxid egyensúlyi skálára (CDES) vetítettük ki az ETH-karbonátstandardok felhasználásával (BERNASCONI et al. 2018). Az IAEA C2 és ETH-1-3 standardok mérési időszakban nyert hosszú távú reprodukálhatóságairól és egyéb mérési részletekről bővebb információ található ÚJVÁRI et al. (2021a) tanulmányában. Az őshőmérsékleti értékeket ( $^{\circ}\text{C}$ -ban) a csigák héjának kapcsolítottizotóp-összetételéből ( $\Delta_{47\text{-héj}}$ ) számoltuk ki a KELE et al. (2015) által publikált, travertinó-alapú  $\Delta_{47}$ -hőmérséklet kalibráció segítségével BERNASCONI et al. (2018) újraszámításai szerint. Mivel a vizsgált *Trochulus hispidus* és *Succinella oblonga* fajok élő vagy tenyésztett populációin a  $\Delta_{47\text{-héj}}$  és a környezeti hőmérséklet összefüggéseire vonatkozó tanulmányok korábban nem láttak napvilágot, feltételeztük, hogy a  $T\Delta_{47\text{-héj}}$  értékek az aktív időszak hőmérsékletét (AIH) tükrözik, integrálva ezen állatok 1–2 éves élettartamára. A  $\Delta_{47\text{-héj}}$  értékekből kapott AIH értékeit ~6 hónap (május–október,  $T_{\text{MO}}$ ) átlagos őshőmérsékleteiként értelmeztük, nem pedig a nyári/meleg évszak hőmérsékleteiként. A legújabb eredmények szerint azonban ez a feltételezés nem minden esetben helytálló (ÚJVÁRI et al. 2024).

### **Eredmények és diszkusszió**

#### *A grönlandi utolsó glaciális por lehetséges kontinentális forrásai*

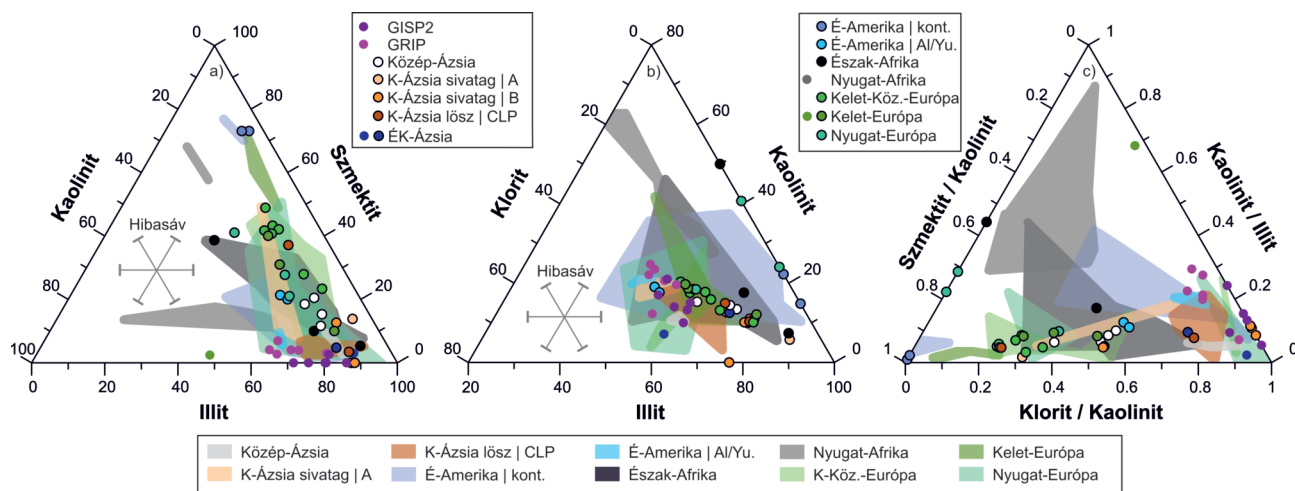
A GISP2 és a GRIP jégmagokból származó LGM-korú pormintákban az illitcsoport agyagásványai fordulnak elő a legnagyobb mennyiségben ( $\pm 1\text{SD} = 54 \pm 6\%$ ), majd a klorit ( $\pm 1\text{SD} = 27 \pm 3\%$ ) és a kaolinit ( $\pm 1\text{SD} = 17 \pm 5\%$ ), kisebb mennyiségben a szmektit ( $\pm 1\text{SD} = 2 \pm 2\%$ ) (BISCAYE et al. 1997, SVENSSON et al. 2000). Az irodalomban közzétett és

a saját XRD-adatok alapján az Alaszkából, Szibériából, Közép- és Kelet-Ázsiából származó PFT-minták a közép-grönlandi jégmagokból származó porhoz hasonló agyagásvány-összetételűek. Más PFT-ek heterogénebb agyagásványos összetételt mutatnak, de bizonyos mintáik hasonlítanak a közép-grönlandi jégmagok aeroszol-összetételére, így például néhány glaciális kontinentális észak-amerikai minta és modern fluviális üledékek Nyugat-/Közép-/Kelet-Közép-Európából és Észak-Afrikából, míg mások szmektitben gazdagabb összetételűek (Nyugat- és Észak-Afrika nagy része, Kelet-Közép-/Kelet-Európa és a kontinentális lösz az USA-ban; 2. ábra). Lényeges jellemző, hogy a GISP2 és a GRIP utolsó jégkori porminták viszonylag korlátozott eltéréseket mutatnak az agyagásványok arányát tekintve (2c ábra). Kevés PFT-mintának van hasonló agyagásványaránya, de ezek közé tartozik a közép- és kelet-ázsiai lösz és sivatagi por (B régió), néhány alaszkai és kontinentális amerikai minta, valamint néhány modern fluviális üledékminta Nyugat-/Kelet-Közép-Európából.

A NGRIP jégmagból származó LGM-porminták szilikát frakcióinak Sr-Nd-izotópösszetétele szűk tartományban 0,719557-0,720359, valamint  $-10,74$  és  $-10,00$   $\epsilon\text{Nd}(0)$  között mozog (3a ábra). Számos PFT-minta a közép-grönlandi jégmag aeroszolként Nd-izotópösszetételének tartományába esik ( $\epsilon\text{Nd}(0)$ :  $-11$  és  $-9$  között), míg néhány közülük átfedésben vagy közel van a Sr-izotóparányok tekintetében. A leginkább kompatibilis PFT-minták közé tartoznak a kelet-ázsiai sivatagi B régió anyaga és a kínai lösz, az észak-mongóliai fennsíkról származó, az észak-amerikai kontinentális, észak-afrikai és kelet-közép-európai porból/löszből származó minták.

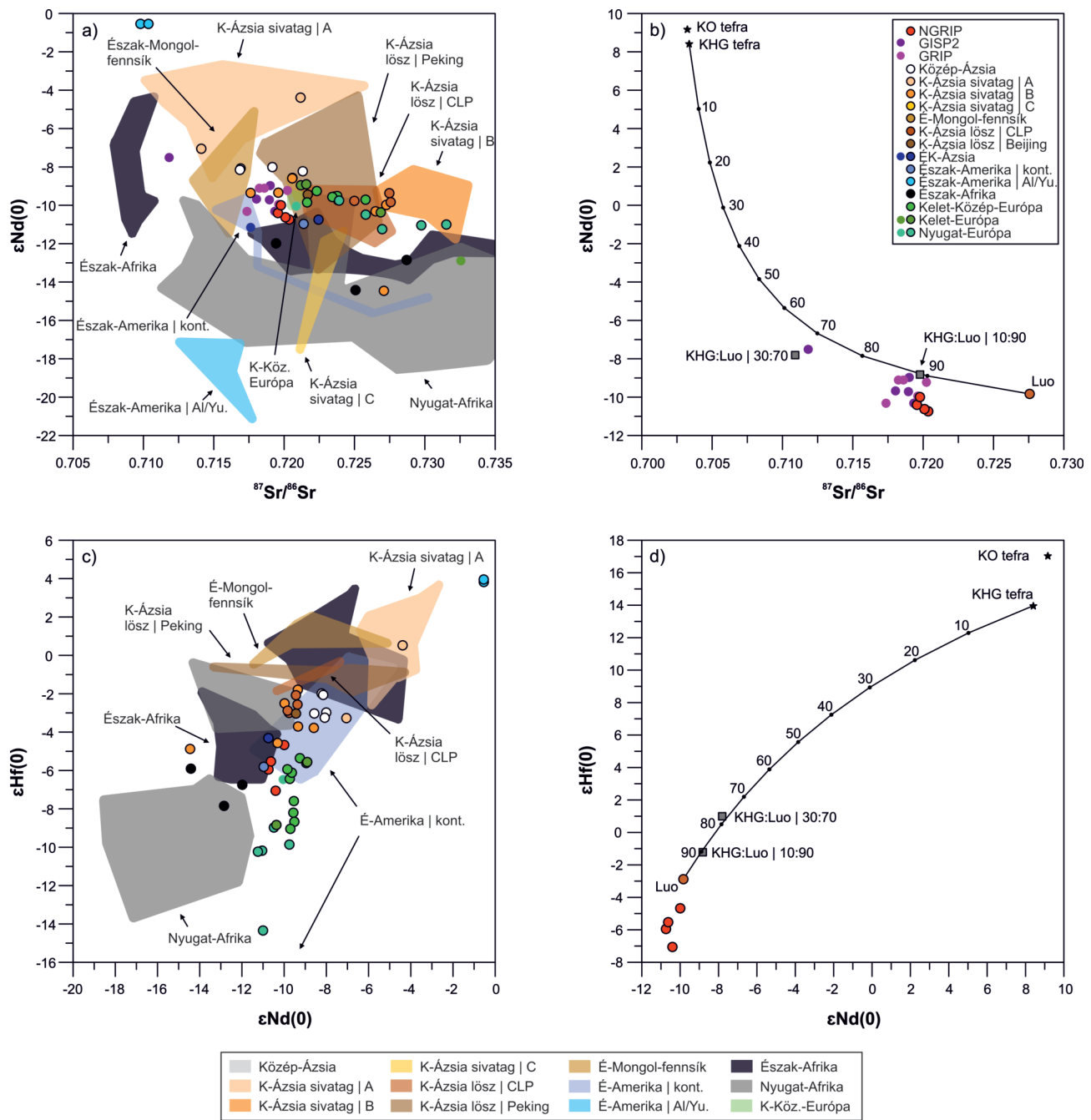
A kamcsatkai vulkáni anyagok (KHG- és KG-minták) kevésbé radiogén  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  izotóparányokat (0,7032–0,7033) és rendkívül radiogén Nd-izotópösszetételt ( $\epsilon\text{Nd}(0)$ :  $+8,4$ – $9,2$ ) mutatnak. Mesterséges keverési tesztheink szerint a két szélső értéket képviselő minták (KHG tefra és Luo lösz, Kína) 10:90 arányú keveréke a jégmag porához közeli Sr-Nd-izotóparányokat eredményezett, míg a 30:70 arányú keverék a GISP2 jégmag G2 mintájához hasonló összetételt adott (3b ábra).

Az NGRIP jégmag LGM-korú pormintáinak hafnium-izotóp-összetétele  $-7,06$  és  $-4,67$  közötti  $\epsilon\text{Hf}(0)$  értékek közötti, ami átfedésben van a Dye-3 jégmag preindusztriális szegmenséből származó két porminta (132A,B) értékeivel (LUPKER et al. 2010). Ezek a Hf-izotópösszetételek közel esnek néhány nyugat-, kelet-, közép- és kelet-európai, észak-afrikai, északkelet-ázsiai és kontinentális amerikai mintából kapott értékekhez. A legtöbb kelet-ázsiai porminta, beleértve a B sivatagi régiót, az Észak-Mongol-fennsíkot és a CLP/pekingi lösz, Hf-izotópösszetétel szempontjából sokkal radiogénebb ( $\epsilon\text{Hf}(0)$ :  $-3$  és  $+3$  között), mint az NGRIP glaciális por (3c ábra). Az igen kevés kivétel közé tartoznak a Takla-Makán és a Tengger-sivatagokból származó eolikus üledékek ( $\epsilon\text{Hf}(0)$ :  $-5,17$  és  $-3,71$ ), amelyek a jégmagokból származó porminták Hf-izotópösszetételeinek felső határán vannak. A közép-ázsiai löszüledékek  $\epsilon\text{Hf}(0)$  értékei ( $-3,03$  és  $-1,99$  között) egyértelműen magasabbak, mint az NGRIP jégmagpormintáké, hasonlóan az észak-amerikai Yukon-löszhöz ( $\epsilon\text{Hf}(0)$ :  $+3,82$  és  $+3,96$ ). A KHG és KG horzsakőlerakódások a várakozásoknak megfelelően rendkívül radiogén Hf-izotópösszetételt mutattak ( $\epsilon\text{Hf}(0)$ :  $+13,97$  és  $+17,03$  között), a kínai lösz (Luo) és a KHG-minta 10:90 és



**2. ábra.** A Greenland Ice Sheet Project 2 (GISP2)/Greenland Ice Core Project (GRIP) jégmagokból származó utolsó glaciális por és a potenciális forrásterületek üledékeinek agyagásvány-diagramjai a) illit–szmektit–kaolinit, b) illit–kaolinit–klorit és c) klorit/kaolinit–kaolinit/illit–szmektit/kaolinit. Az XRD-adatok minden egyes háromszögdiagramon 100%-ra vannak normalizálva. A perem nélküli pontok és a háttérben lévő domének a publikált irodalmi adatokat jelölik ( $<2\ \mu\text{m}$ -es frakciók), míg a peremmel ellátott pontok saját XRD-adatokat jelölnek. Az egyetlen adattal reprezentált földrajzi régiók (pl. ÉK-Ázsia) nem doménekkel, hanem perem nélküli ponttal vannak jelölve. Az a) és b) panelek hibásávjai az XRD-mérés általános 10 wt%-os bizonytalanságát jelentik.

**Figure 2.** Ternary clay mineralogy diagrams of Greenland Ice Sheet Project 2 (GISP2)/Greenland Ice Core Project (GRIP) ice core dust and potential source areas in the (a) illite–smectite–kaolinite, (b) illite–kaolinite–chlorite and (c) chlorite/kaolinite–kaolinite/illite–smectite/kaolinite space. Note that the XRD data are normalized to 100 percent in each ternary plot. Dots without rims and fields in the background indicate published literature data ( $<2\ \mu\text{m}$  fractions), while dots with rims denote newly acquired XRD data obtained in this study. Geographic regions represented by only one datum (e.g., NE Asia) is not defined by fields, but a rimless dot. Error bars on panels a) and b) represent a general 10 wt% uncertainty of XRD determination.



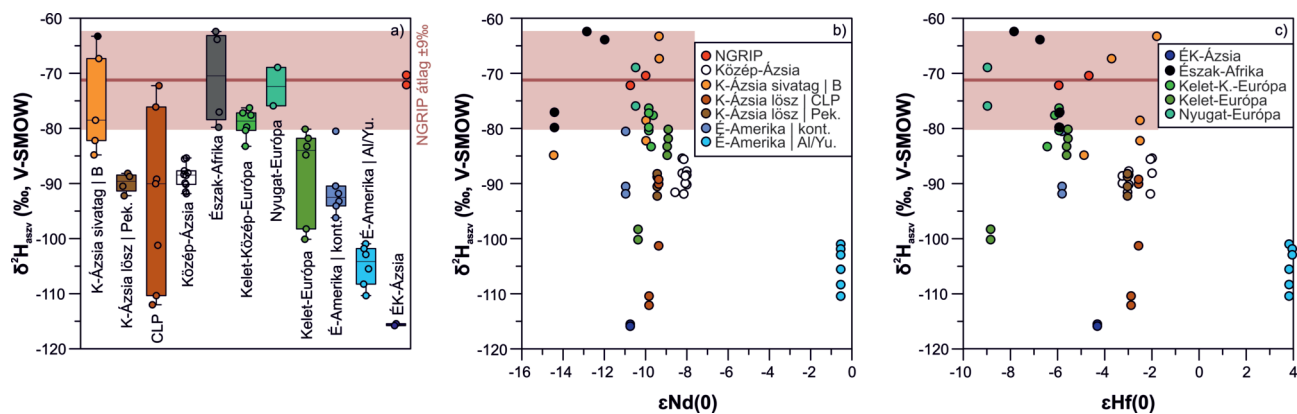
**3. ábra.** A közép-grönlandi utolsó glaciális por- és PFT-minták Sr–Nd a) és Nd–Hf c) izotóppozíciója, valamint mesterséges keverési tesztek eredményei és keveredési modellek a Sr–Nd b) és Nd–Hf d) izotóptérben. A domének és a perem nélküli pontok irodalmi adatokat jelölnek (az adatforrások listájához lásd ÚJVÁRI et al. 2022), míg a peremmel ellátott pontok saját, új izotópos adatokat jelölnek. A b) és d) paneleken megjelenített szélsőérték-minták a Luochuanból (Luo, CLP, Kína) származó lösz és a Khangar vulkán (KHG, Kamcsatka, Oroszország) horzsakő-lerakódásai. A keveredési modellek kiszámítása FAURE & MENSING (2005) által megadott egyenletekkel, valamint a Luo és a KHG-minták ICP-MS-sel meghatározott (ÚJVÁRI et al. 2022: S2 adatállomány) elemkoncentrációinak felhasználásával történt. A KHG és Luo mesterséges, 10%–90%-os és 30%–70%-os arányú keverékeinek mért Sr–Nd–Hf izotóppozícióit a b) és d) panel mutatja.

**Figure 3.** Sr–Nd (a) and Nd–Hf (c) isotope compositions of central Greenland last glacial dust and potential source area samples with mixture models in the Sr–Nd (b) and Nd–Hf (d) isotope space. Fields and rimless dots indicate literature data (list of data sources in Dataset S2 in ÚJVÁRI et al. 2022), while dots with rims denote new isotopic data obtained in this study. End-members displayed on panels (b and d) are loess from Luochuan (Luo, CLP, China) and pumice fall deposit of the Khangar volcano (KHG, Kamchatka, Russia). Mixing lines are calculated with the equations given in FAURE & MENSING (2005) and using elemental concentrations of Luo and KHG determined by ICP-MS and shown in Dataset S2 of ÚJVÁRI et al. (2022). Measured Sr–Nd–Hf isotope compositions of artificial mixtures of KHG and Luo (proportions of 10%–90% and 30%–70%) are displayed in panel (b and d).

30:70 arányú keverékei pedig  $-1,22$  és  $1,00$   $\epsilon_{Hf}(0)$  értékeket adtak, és a Nd–Hf izotóptérben mindkettő erősen elkülönül az NGRIP-pormintáktól (3d ábra).

A NGRIP jégmag két LGM-pormintájának hidrogén-

izotópos mérései  $-72,2$  és  $-70,4$ ‰  $\delta^2H_{asv}$  (aszv: agyagás-vány szerkezeti víz) értékeket mutattak. A legtöbb PFT-mintának eltérő, általában negatívabb  $\delta^2H_{asv}$  értékei vannak, többnyire a  $-100$  és  $-80$ ‰ közötti tartományban (4. ábra),



4. ábra. A NGRIP jégmag utolsó glaciális por- és potenciális forrásterület (PFT) minták agyagásvány szerkezeti víz hidrogénizotóp összetételének ( $\delta^2\text{H}_{\text{aszv}}$ ) a) doboz- és b-c) szórás diagramjai a Nd-Hf izotóppozíció függvényében. Az NGRIP átlagos  $\delta^2\text{H}_{\text{aszv}}$  értéke  $-71\text{‰}$ , a PFT minták 2–5  $\mu\text{m}$ -es szeparátumainak megismételhetőségéből származtatott  $\pm 9\text{‰}$ -es sávval (bővebben lásd ÚJVÁRI et al. 2022). Az a) panelen látható dobozok magukban foglalják mind a  $<2$ , mind a  $<5$   $\mu\text{m}$  szeparátumok  $\delta^2\text{H}_{\text{aszv}}$  értékeit. A b-c) panelen az összes  $<2$  és  $<5$   $\mu\text{m}$ -es szeparátumokon mért hidrogénizotóp-adat külön szerepel, ahol a megfelelő Nd- és Hf izotóparányok az 5  $\mu\text{m}$ -es frakciókból származnak.

**Figure 4.** Box/scatter- (a) and bi-plots (b-c) of hydrogen isotope compositions of the clay structural water ( $\delta\text{D}_{\text{csw}}$ ) of North Greenland Ice Core Project (NGRIP) last glacial dust and potential source area (PSA) samples as a function of Nd-Hf isotope compositions. The NGRIP mean  $\delta^2\text{H}_{\text{csw}}$  value is  $-71\text{‰}$  with a  $\pm 9\text{‰}$  band derived from the repeatability of 2–5  $\mu\text{m}$  separates of PSA samples (for more information see ÚJVÁRI et al. 2022). The  $\delta^2\text{H}_{\text{csw}}$  of both 2 and 5  $\mu\text{m}$  separates are included in boxes of panel (a). In panel (b-c) all hydrogen isotope data are displayed as measured on both 2 and 5  $\mu\text{m}$  separates, where corresponding Nd and Hf isotope ratios were available from the 5  $\mu\text{m}$  fractions.

beleértve Közép-Ázsiát, a kelet-ázsiai lösz, Kelet-Európát és a kontinentális Észak-Amerikát (Nebraska-lösz). A legnegatívabb  $\delta^2\text{H}_{\text{aszv}}$  értékek ( $-116$  és  $-101\text{‰}$  között) a legészakibb forrásokból (Yukon-lösz és ÉK-szibériai lösz) származó pormintákra jellemzőek, míg a kevésbé negatív értékek ( $-67$  és  $-62\text{‰}$  között) Észak-Afrikából és a kelet-ázsiai B sivatagi régióból származnak. A PFT-minták egyike sem egyezik meg tökéletesen az NGRIP por  $\delta^2\text{H}_{\text{aszv}}$  értékeivel, de az összetételükben közel állnak hozzá az európai lösz, a kelet-ázsiai sivatagi üledékek (B régió, Takla-Makán) és a CLP-lösz egyes mintái.

A bemutatott adatok alapján (és figyelembe véve a porforrás-indikátorok bizonytalanságait) néhány PFT-et mint direkt, önálló forrást nagy valószínűséggel ki lehet zárni a Grönland középső részén az LGM során kiülepedett aeroszolok forrásaként. Így például az alaszakai és Yukon vidéki, illetve nebraskai löszök ásványos és/vagy izotóppozíció alapján inkompatibilisek a jégmagok porösszetételével. A közép-ázsiai porforrások, amelyeket a Tadzsikisztánból, Kazahsztánból és Nyugat-Kínából (Ili-medence) származó lösz képvisel, szintén valószínűtlennek tekinthetők a közép-grönlandi aeroszolok forrásaiként az LGM során, a radiogénebb Nd-Hf-izotóppozíció és az alacsony  $\delta^2\text{H}_{\text{aszv}}$  értékek miatt (3a, c és 4. ábra). Az északkelet-ázsiai (szibériai) régiót csak egy löszminta képviseli, amelynek agyagásványos és Nd-Hf-izotóppozíciója (3c ábra) a közép-grönlandi jégmagok poranyagához hasonlít. A radiogénebb  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -izotóparány és a nagyon negatív  $\delta^2\text{H}_{\text{aszv}}$  értékek (egészen  $-115\text{‰}$ -ig) azonban arra utalnak, hogy az NGRIP utolsó jégkorszaki por valószínűleg nem ebből a szibériai forrásból származik. Tehát az észak-amerikai/szibériai források jónéhány indikátor szempontjából összeegyeztethetetlenek a közép-grönlandi utolsó glaciális aeroszol összetételével, ami azt jelenti, hogy nagyon kis eséllyel járulhattak hozzá a Közép-Grönlandon az LGM során kiülepedő poranyaghoz. Ennek egyik lehetséges magyarázata lehet, hogy az észak-atlanti poláris futóáramlás és a viharpályák zonálisabban ori-

entáltak és kevésbé változékonyak voltak az LGM során a mai viszonyokhoz képest (LÖFVERSTRÖM et al. 2016, LÖFVERSTRÖM 2020).

Bár a közép-grönlandi utolsó glaciális por észak-afrikai származását a korai tanulmányok kizárták (BISCAYE et al. 1997, SVENSSON et al. 2000), későbbi cikkek ezt a forrást elképzelhetőnek tartották (MEYER et al. 2017, HAN et al. 2018). Általánosságban elmondható, hogy a nyugati/közép-szaharai pormintákban bőségesen található kaolinit és szmektit (2. ábra; SCHEUVENS et al. 2013). Mindemellett a marokkói Magas-Atlasz környékén található néhány modern folyami üledékminta szmektitben szegény, hasonlóan az LGM jégmagporhoz. Az észak-afrikai/szaharai porminták izotópos összetétele igen változatos: a  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  0,708 és 0,730, az Nd(0)  $-18,5$  és  $-4$ , illetve az Hf(0)  $-13,7$  és  $+3,5$  közötti értékeket mutat, amit a nyugat-afrikai kratontól (Mali) az egyiptomi fiatal vulkanikus kőzetekig terjedő változatos litológia határoz meg (GROUSSET & BISCAYE 2005, ABOUCHAMI et al. 2013, ZHAO et al. 2018). Izotópos adataink nem zárják ki az Afrika legészakibb részéből (Marokkó/Tunézia) való származás lehetőségét.

Az elemzett PFT-ek közül Kelet-Ázsia és Európa néhány meghatározott régiója a legvalószínűbb közvetlen forrása a közép-grönlandi jégmagok utolsó jégkori porának. A legtöbb kelet-ázsiai lösz/sivatagi üledékminta agyagásványos összetétele viszonylag jól megegyezik a GISP2/GRIP jégmagokból származó LGM-poréval, általában magasabb, akár 77%-os illittartalommal (Takla-Makán, Tengger-sivatag) és kevesebb klorittal. Azonban kevés olyan kelet-ázsiai forrás van, amely mindhárom izotóparány (Sr–Nd–Hf) szempontjából kompatibilis az LGM-korú jégmagok aeroszoljaival. A Hf-izotóppozíció szempontjából a legtöbb kelet-ázsiai PFT-mintának sokkal radiogénebb a  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  izotóparánya ( $\epsilon\text{Hf}(0)$ :  $-3$  és  $+4$  között; 3c ábra), mint az NGRIP jégmag poranyagáé ( $\epsilon\text{Hf}(0)$ :  $-7,06$  és  $-4,67$  között). Néhány kivétel a Tengger- és Takla-Makán sivatagok bizonyos mintái, amelyek  $\epsilon\text{Hf}(0)$  értékei  $-5,17$  és  $-3,71$  között vannak, és



ezzel az NGRIP jégmagpor összetételének felső határán helyezkednek el. A Hf-izotóparányok azt is bizonyítják, hogy a korábban a Sr–Nd-izotópösszetételei adatok alapján a BIS-CAYE et al. (1997) által javasolt cirkum-pacifikus vulkanitok és kelet-ázsiai por közötti keveredési modell nem tartható (3b,d ábra). A NGRIP-por  $\delta^2\text{H}_{\text{asv}}$  értékei eltérnek a legtöbb kelet-ázsiai pormintától (4. ábra), de hibahatáron belül átfedésben vannak egy Takla-Makánból származó mintával (Td25) és egy másik kínai lösz-fennsíkrol származó mintával is. Az agyagásványtani és izotópösszetételei eredmények azt mutatják tehát, hogy a közép-grönlandi por egyik legvalószínűbb közvetlen forrásai a Takla-Makán és/vagy Tengger-sivatagok lehetnek.

A grönlandi utolsó glaciális por eredetére vonatkozóan egy alternatív hipotézis az európai forrásokból való közvetlen származás (ÚJVÁRI et al. 2015), és a legújabb, itt bemutatott adataink azt sugallják, hogy az európai por Grönlandra történő szállításának hipotézisét nem lehet figyelmen kívül hagyni (ÚJVÁRI et al. 2022). A legtöbb európai glaciális lösz szmektitben viszonylag gazdag. Ez különösen igaz a kelet-közép-/kelet-európai löszökre. A Duna Alpokból érkező mellékfolyói azonban a jégmagok porához nagyon hasonló, szmektit-szegény összetételt mutatnak (MARTINEZ-LAMAS et al. 2020), és egyes löszüledékek, például a Dráva mentén vagy annak közelében, szintén alacsonyabb, 20–25% körüli szmektittartalommal rendelkeznek (például Zm-minta; ÚJVÁRI et al. 2022). Figyelembe véve az XRD-adatok bizonytalanságát, valamint azt, hogy a szállítás során a szmektit frakcionálódása (aggregációja és kihullása) nem zárható ki (SINGER et al. 2004, SCHEUVENS et al. 2013), a kelet-közép-európai származás még mindig lehetséges. Ez annál is inkább így van, mivel a Takla-Makánból származó por illittartalma mintegy 20%-kal magasabb, mint a közép-grönlandi jégmagokból származó utolsó glaciális poré, így a jégmagpor Takla-Makánból való származása szintén az illit egy részének elvesztését feltételezné a légköri szállítás során (vagy alternatívaként a poranyag a légköri szállítás során keveredett más forrás(ok) anyagával a grönlandi jégtakarón való kiüledést megelőzően, ami csökkenthette az illit mennyiségét). Ez a helyzet világosan mutatja az ásványi indikátorok kizárólagos használatával kapcsolatos bizonytalanságokat, amelyek sok esetben önmagukban nem teszik lehetővé a robusztus forrásazonosítást, és rávilágítanak az izotópos indikátorok használatának fontosságára. A Sr–Nd-izotóparányok szempontjából néhány kelet-közép- és kelet-európai minta a közép-grönlandi jégmagok porához nagyon közeli összetétellel bír, és egy részük a  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ - és  $^2\text{H}/^1\text{H}$ -izotóparányok tekintetében is átfedésben van a NGRIP jégmag pormintáival (3a,c és 4. ábra). A Sr–Nd–Hf- és  $^2\text{H}/^1\text{H}$ -izotóparányok tekintetében a NGRIP utolsó glaciális aeroszolakra leginkább hasonlító minta a horvátországi Zm-porminta (ÚJVÁRI et al. 2022: S8c,d ábra). A potenciális európai porhozzájárulásra vonatkozó, fenti bizonyítékok mellett közelmúltbeli tanulmányok azt mutatják, hogy a por felhalmozódásának mértéke az LGM során Európában nagyobb volt, mint Kínában (ROUSSEAU et al. 2021), és a glaciális porkibocsátás változása százéves-ezeréves időskálán

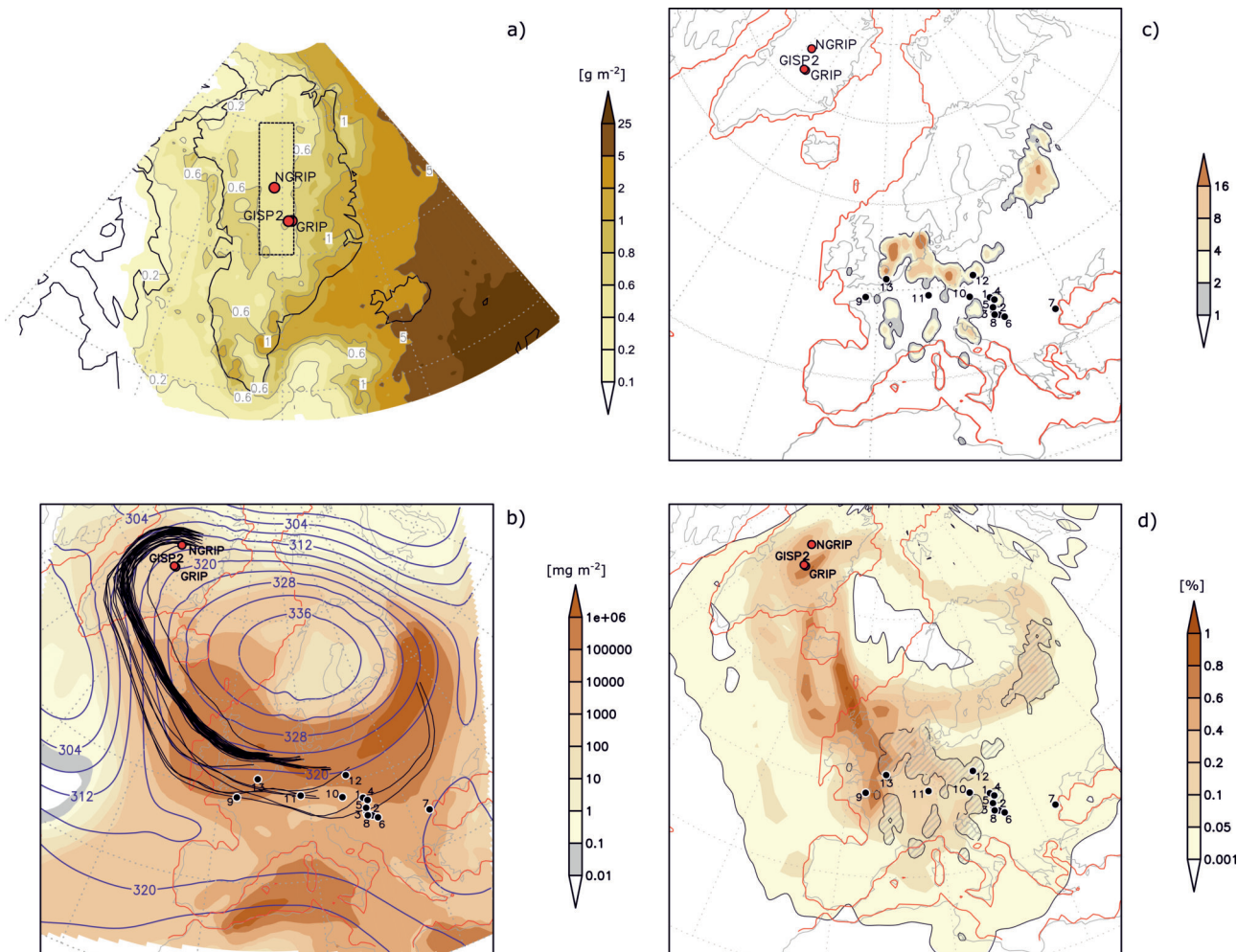
Európában és Grönlandon a radiokarbon kronológiák bizonytalanságán belül szinkronban volt (MOINE et al. 2017, ÚJVÁRI et al. 2017). Ugyanakkor több kínai és közép-ázsiai löszrétegsor lumineszcens kormeghatározásai alapján végzett porfluxus-bebecslések a késői LGM (23–19 ezer év) során magas, a korai LGM (26,5–23 ezer év) alatt pedig jóval alacsonyabb porfelhalmozódásra utalnak ezeken a területeken (KANG et al. 2015, CHENG et al. 2021), ellentétben a grönlandi jégmagokban megjelenő mintázattal (RASMUSSEN et al. 2014).

### *Légköri cirkuláció és porszállítás az utolsó glaciális során a modellezési eredmények tükrében: európai/észak-afrikai por Grönlandon?*

A WRF-Chem segítségével végzett harmincéves LGM-porciklus-szimulációk azt mutatják, hogy az európai forrásokból kibocsátott ásványi por 26–21 ezer évek között elérhette Grönland középső részét. A legtöbb poros eseményt keleti szelek váltották ki, amelyeket a fennoskandináviai jégtakaró felett kialakult, állandó magas légnyomású rendszer körüli anticiklonális cirkuláció hajtott (LUDWIG et al. 2016). A modell szerint a porszemcsék ezután nyugat felé szállítottak, és bekapcsolódtak az Atlanti-óceán északi része feletti, alacsony nyomású rendszerek ciklonális cirkulációjába, amely végül Grönland felé irányította a port, ahol a kiüledés megtörtént (5a,b,c ábra). A modellszimulációkban egy másik, a fennoskandináviai magasnyomású központtól keletre irányuló porszállítási útvonal is azonosítható (5d ábra; ÚJVÁRI et al. 2022: S7. ábra), bár ez csak alárendelten fordult elő. Érdekes módon a húsz legintenzívebb (TOP20) poresemény egyikének útvonalai visszanyúltak Észak-Afrikába, ami a geokémiai adatokkal együtt rámutat arra, hogy a jégmagaeroszlok forrásaként ez a régió is szóba jöhet. A TOP20/TOP50 poreseményeknek két szezonális maximuma van, télen/kora tavasszal és késő nyáron/kora ősszel (ÚJVÁRI et al. 2022: S3. táblázat). A számított átlagos porszállítási tranzitidő 4,68 nap a TOP20 poresemények esetében, a legrövidebb és a leghosszabb tranzitidő 2,0 és 7,75 nap (ÚJVÁRI et al. 2022: S4. táblázat). A teljes szimulált porakkumuláció Grönland középső része felett a 30 modell-évre vonatkozóan  $\sim 0,53 \text{ g m}^{-2}$  (5a ábra), ami  $17,7 \text{ mg m}^{-2}$  éves porfluxusnak felel meg. A nagy térbeli felbontású regionális modellszimulációnk eredményei egyértelműen bizonyítják, hogy az európai glaciális porforrásokból kibocsátott aeroszlok minden évszakban elérhették a grönlandi jégtakarót, bár évszakonként változó gyakorisággal.

### *A D–O-események hatása az eolikus üledékek szemcseméret-eloszlására és felhalmozódásának ütemére, valamint a hőmérsékletre és csapadékra a Kárpát-medencében*

Mint említettem, a dunaszekcsői löszfeltárás nagy felbontású kormeghatározásai és lézerdiffrakciós szemcseméret-elemzései révén arra próbáltunk fényt deríteni, hogy volt-e bármilyen kapcsolat a lokális eolikus üledékfelhal-



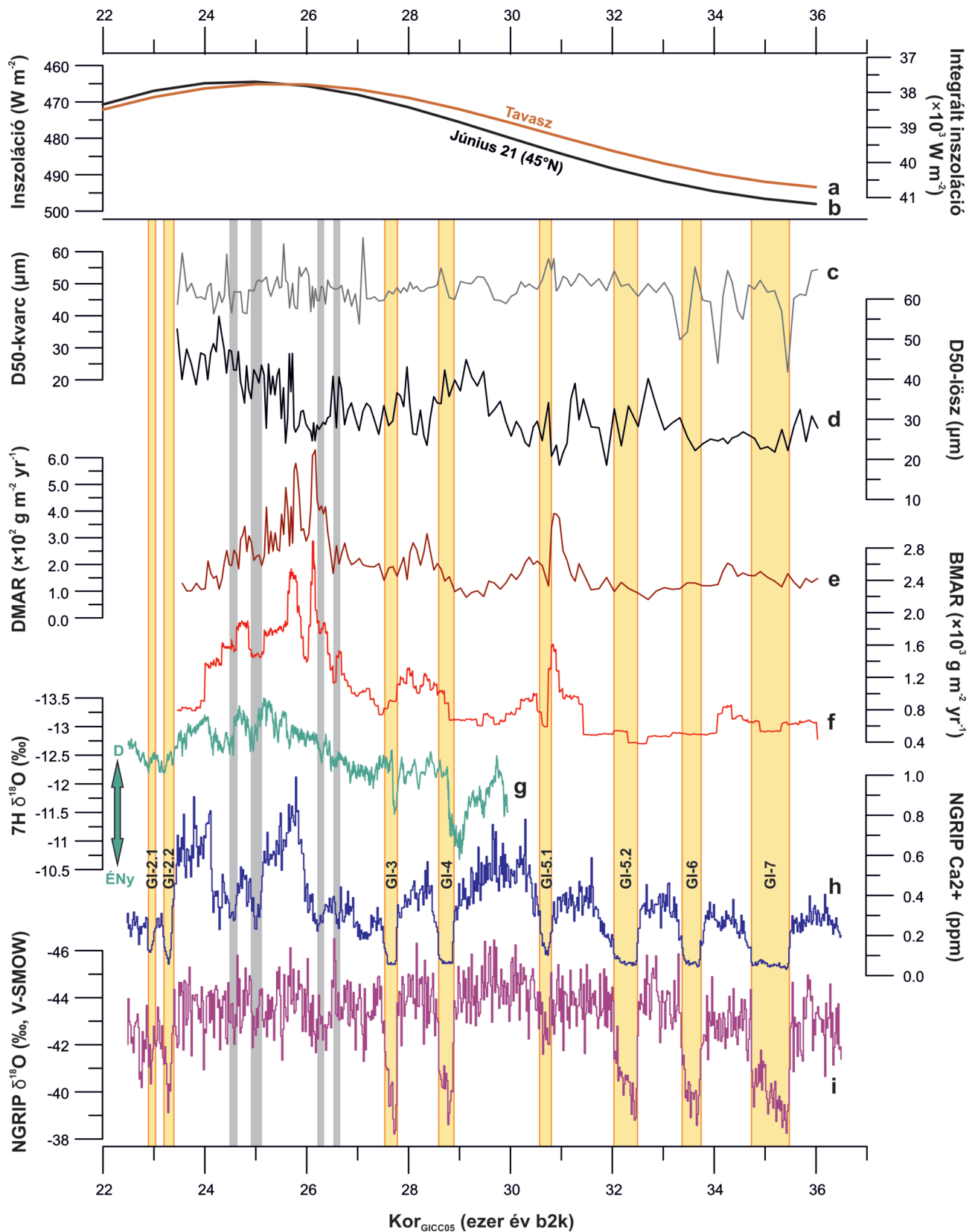
**5. ábra.** (a) A 30 modellév során Grönlandon felhalmozott teljes szimulált porlerakódás ( $\text{g m}^{-2}$ ). (b) Trajektóriák (fekete vonalak), teljes porterhelés ( $\text{mg m}^{-2}$ ) és geopotenciális magasságok (gpdm) 700 hPa-nál egy júliusi poresemény során. (c) A Grönland feletti TOP20 poros eseményeken alapuló, visszafelé számolt trajektóriapontok „hőterképe”, amikor azok először érnek el egy kibocsátási területet (trajektóriapontok  $1^\circ$ -onként, 1023 trajektóriapont alapján). (d) Trajektóriasűrűség (trajektóriák százalékos aránya  $2^\circ$ -onként) az összes TOP20 poros eseményre vonatkozóan (24404 trajektóriapont alapján). A kibocsátási területek sraffozottak. Számozás a b–d) paneleken: 1. Basaharc (Bh, Magyarország), 2. Crvenka (Crv, Szerbia), 3. Dunaszekcső (Dsz, Magyarország), 4. Mende (Me, Magyarország), 5. Paks (Pa, Magyarország), 6. Titel fűrész (Tic, Szerbia), 7. Urluia (Url, Románia), 8. Zmajevac (Zm, Horvátország), 9. La Motte (LMJ, Jersey, Csatorna-szigetek), 10. Krems-Wachtberg (KW, Ausztria), 11. Nussloch (Nus, Németország), 12. Bialy Kosciol (Bk, Lengyelország), 13. Pegwell Bay (PbE, Egyesült Királyság). A piros vonal a 21k kísérletre vonatkozó PMIP3 iránymutatások alapján az LGM szárazföldi maszkot ábrázolja.

**Figure 5.** (a) Total simulated dust deposition ( $\text{g m}^{-2}$ ) over Greenland accumulated over 30 model years. (b) Trajectories (black lines), total dust load (shading,  $\text{mg m}^{-2}$ ) and geopotential height (gpdm) at 700 hPa during an individual dust event in July. (c) Density of emission source points found from backward trajectories based on TOP20 dust deposition events over Greenland when they reach an emission area for the first time (trajectory points per  $1^\circ$ ), based on 1,023 trajectory points in total. (d) Trajectory density (percentage of trajectory points per  $2^\circ$  radius) for all TOP20 dust deposition events, based on 24,404 trajectory points in total. Emission areas hatched. Numbering in panels (b–d): 1. Basaharc (Bh, Hungary), 2. Crvenka (Crv, Serbia), 3. Dunaszekcső (Dsz, Hungary), 4. Mende (Me, Hungary), 5. Paks (Pa, Hungary), 6. Titel core site (Tic, Serbia), 7. Urluia (Url, Romania), 8. Zmajevac (Zm, Croatia), 9. La Motte (LMJ, Green Island, Jersey, Channel Islands), 10. Krems-Wachtberg (KW, Austria), 11. Nussloch (Nus, Germany), 12. Bialy Kosciol (Bk, Poland), 13. Pegwell Bay site (PbE, UK). Red line depicts Last Glacial Maximum land mask based on Paleomodel Intercomparison Project3 guidelines for the 21k experiment.

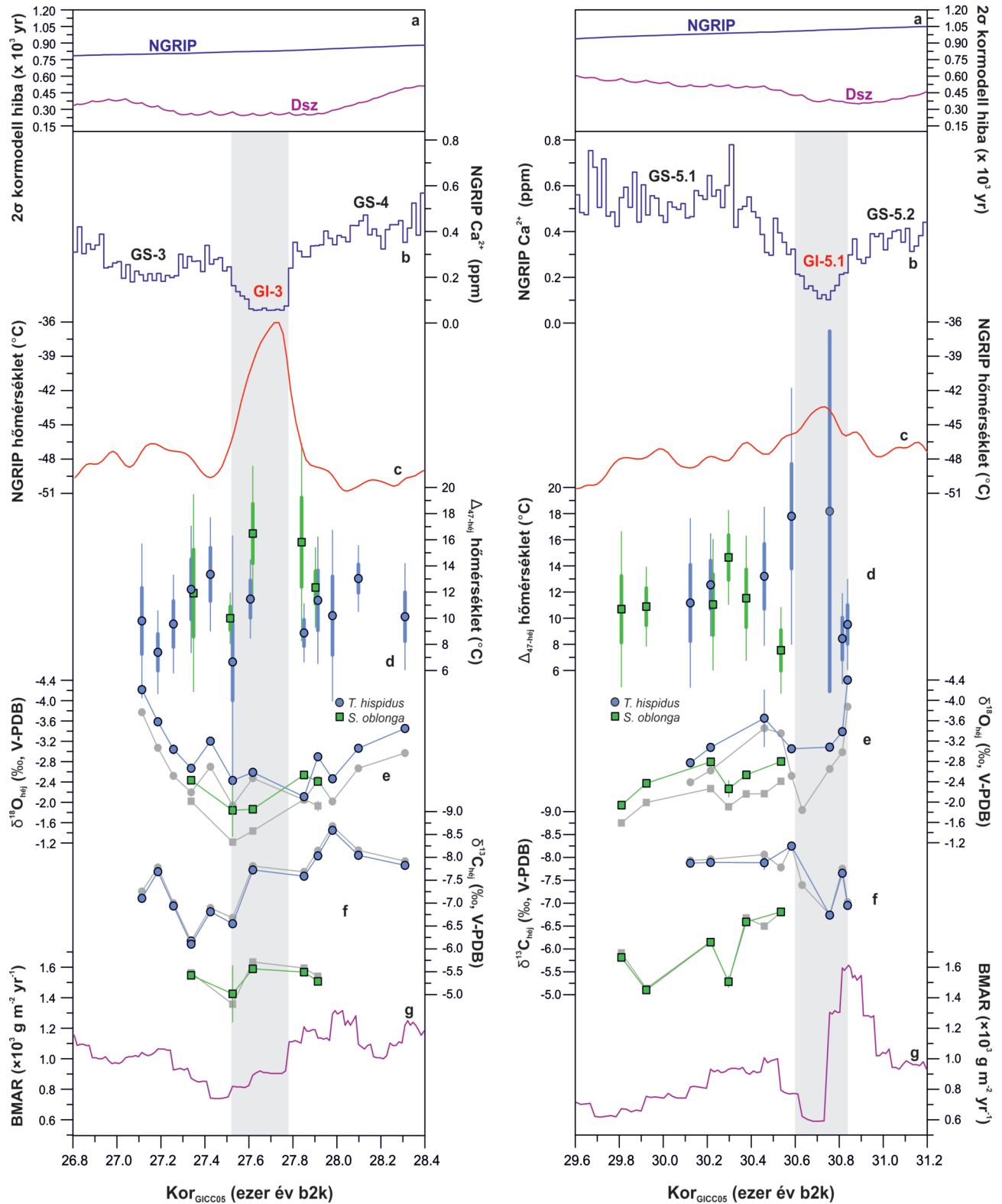
mozódás és az észak-atlanti térség gyors klímaváltozásai között. A lész és a benne lévő kvarc szemcseméret-változásait összehasonlítva világos, hogy azok egymáshoz képest sok esetben ellentétes (durvuló/finomodó) tendenciákat mutatnak és nem látjuk bennük a grönlandi stadiális-intersta-

diális (GS/GI) mintázatokat, amik viszont a porfelhalmozódási rátákban (BMAR/DMAR) nagyon jól megjelennek (6c–f ábra). Ezenfelül a kvarc szemcsemérete nem mutat semmiféle besugárzásváltozásokhoz kapcsolódó tendenciát, míg a lész szemcseméretében általános durvulás jelent-

→ **6. ábra.** A besugárzás és paleoklíma proxy adatsorok összehasonlítása a 37 és 22 ka közötti időszakra. a) Az északi szélesség  $45^\circ$ -ára számolt június 21-i besugárzás (BERGER 1978) és (b) a tavaszi időszak integrált besugárzása az északi szélesség  $45^\circ$ -án (HUYBERS 2006), c) a kvarcsejcszek medián szemcsemérete ( $D_{50_{\text{kvarc}}}$ ) a dunaszekcsői lészrétagsorban (5 cm-es felbontás), d) a lész medián szemcsemérete ( $D_{50_{\text{lesz}}}$ ) a dunaszekcsői lészprofilban (5 cm-es felbontás), e) a porfelhalmozódási ráta (DMAR) értékei a kisebb (5 cm-es) felbontású kormodell alapján, f) a nagyobb (1 cm-es) felbontású Bayes-féle kor-mélységi modellből számolt teljes üledékfelhalmozódási ráták (BMAR) a dunaszekcsői rétegsorban, (g) a Sieben Hängste (7H) barlang cseppkőkompozit  $\delta^{18}\text{O}$ -adatsora (Nyugati-Alpok) (LUETSCHER et al. 2015), h) és i) a NGRIP jégmagpor és jég/víz  $\delta^{18}\text{O}$ -adatsora (RASMUSSEN et al. 2014). A sárga sávok a RASMUSSEN et al. (2014) által megadott GI-időszakokat jelölik, míg a szürke sávok a GS-perióduson belüli csökkent porkoncentrációjú ( $\text{Ca}^{2+}$ ) fázisokat jelzik.



**Figure 6.** Comparison of insolation and paleoclimate proxy data for the period 37 to 22 ka. (a) 21 June insolation at 45° N latitude (BERGER 1978) and (b) integrated spring insolation at 45° N latitude (HUYBERS 2006), (c) the median grain size of quartz grains ( $D50_{\text{quartz}}$ ) in the Dunaszekcső loess record (5 cm resolution), (d) the median grain size of loess ( $D50_{\text{loess}}$ ) in the Dunaszekcső loess record (5 cm resolution), (e) dust accumulation rate (DMAR) values from the lower (5 cm) resolution age model, (f) total sediment accumulation rates (BMAR) calculated from the high (1 cm) resolution Bayesian age-depth model the Dunaszekcső loess record, (g) the  $\delta^{18}\text{O}$  data set of the Sieben Hängste (7H) cave composite (Western Alps) (LUETSCHER et al. 2015), (h) and (i) the NGRIP ice core dust and ice/water  $\delta^{18}\text{O}$  datasets (RASMUSSEN et al. 2014). Yellow bars indicate GI periods as published by RASMUSSEN et al. (2014), while grey bars indicate phases with reduced dust ( $\text{Ca}^{2+}$ ) concentration within GS periods.



7. ábra. Csigaházak kapcsolítottizotóp-összetételéből számolt képződési hőmérséklete, szén- és oxigénizotóp-összetétele és az üledékfelhalmozódás üteme a dunaszekcsői (Dsz) löszrétegsorban a GI-5.1 és 3 körüli stadialis/interstadialis fázisokban. a) a Dsz löszprofil és a NGRIP jégmag 2σ kormodell bizonytalanságai, b) NGRIP por (Ca<sup>2+</sup>) adatsor (RASMUSSEN et al. 2014), c) NGRIP jégbuborékok nitrogénizotóp (δ<sup>15</sup>N) összetétele alapján készült hőmérséklet-rekonstrukció (KINDLER et al. 2014), d) a *T. hispidus* és a *S. oblonga* héjak kapcsolítottizotóp-összetétele alapján rekonstruált óshőmérsékletek, a hibahatárok 68%-os (vastag vonal) és 95%-os megbízhatósági szintet jelentenek, e) a két vizsgált faj héjának δ<sup>18</sup>O-értékei, a hibahatárok általában kisebbek a szimbólumoknál, és 1σ szórást jelentenek (a háttérben szürkével megjelenített értékek korábbi stabilizotópos mérésekből származnak: ÚJVÁRI et al. 2017), f) a héjak δ<sup>13</sup>C-értékei, a hibák 1σ szórást jelentenek (a háttérben szürkével megjelenített értékek korábbi stabilizotópos mérésekből származnak: ÚJVÁRI et al. 2017), g) a dunaszekcsői löszrétegsorban mért üledékfelhalmozódási ráták (BMAR; ÚJVÁRI et al. 2017). A szürke sávok a GI-5.1 és 3 interstadialist jelölik a GICC05 kronológia szerint (RASMUSSEN et al. 2014).



kezik 31 ezer évtől kezdődően (ÚJVÁRI et al. 2017). A BMAR, a DMAR, illetve a  $D50_{\text{löss}}$  és a  $D50_{\text{kvarc}}$  közötti általános különbségek valószínűsíthetően annak köszönhetők, hogy a szemcseméret rövid (százéves/ezeréves) időskálákon egy sokkal inkább összetett paraméter. A szemcseméret-eloszlásokat többféle, gyakran véletlenszerű folyamat befolyásolja, és a löszet alkotó agyag, szilt és homokméretű részecskék mobilizációja, szállítása és akkumulációja különböző módokon történik (ÚJVÁRI et al. 2016a). Ezzel szemben a BMAR csak az egységnyi idő alatt egységnyi területen lerakódott szemcsék mennyiségét tükrözi, amely a légköri porterhelés, a helyi akkumulációs körülmények és a szemcsék megőrződésének a függvénye.

Ha a grönlandi és kárpát-medencei porfelhalmozódást orbitális, ezeréves és százéves időskálákon vetjük össze, akkor néhány feltűnő mintázatot látunk, ami potenciálisan szoros ok-okozati kapcsolatra utal az észak-atlanti térség éghajlata és a kelet-közép-európai porkibocsátás között. A dunaszekcsői feltárásban orbitális időskálákon a BMAR növekedése figyelhető meg 31 ezer év után, ami a csökkenő tavaszi nyári besugárzást követi a  $45^\circ$  északi szélességen (6a,b,f ábra), és egy porfelhalmozódási maximumban csúcsosodik ki az utolsó glaciális maximum (LGM) elején, 26 ezer év körül. Ez a mintázat nagyjából összhangban van a grönlandi porkoncentráció változásaival ( $\text{Ca}^{2+}$ ; 6h ábra). Az elsődleges, besugárzás vezérelte trendeken túl azonban a porfelhalmozódásban a százéves-ezeréves időskálájú változékonyság is egyre inkább hangsúlyossá válik 31 ezer évtől kezdődően. Feltűnő, hogy a dunaszekcsői rétegsor porfelhalmozódási minimumai általában egybeesnek a NGRIP jégmag  $\delta^{18}\text{O}$  és  $\text{Ca}^{2+}$  adatairaiban látható grönlandi interstadiális (GI) fázisokkal (ÚJVÁRI et al. 2017), valamint az LGM alatti rövidebb, alacsony porkoncentrációjú periódusokkal is a kormeghatározási bizonytalanságokon belül (6e,f,h,i ábra). A grönlandi stadiális (GS) fázisokban a porfluxusok jelentős növekedése következett be, így például a BMAR-csúcsok elérik és meghaladják a  $2500 \text{ g/m}^2/\text{év}$  értéket 25,8 és 26 ezer b2k évek között. Ez a maximum időben szinte tökéletesen megegyezik a porfelhalmozódás csúcsával Grönland középső részén (ÚJVÁRI et al. 2017).

A dunaszekcsői löszprofilból gyűjtött csigahéjak stabil- és kapcsolítottótóp-vizsgálatai további betekintést engedtek az egykori környezetváltozásokba. A *T. hispidus* faj héjaiból  $8\text{--}10^\circ\text{C}$  közötti aktív időszakra vonatkozó hőmérsékleteket kaptunk a GS-5.2 stadiális késői szakaszán (7d ábra, jobb oldali panel) viszonylag alacsony  $\delta^{18}\text{O}_{\text{héj}}$  értékekkel (7f ábra, jobb panel), amelyek egybeesnek az üledékfelhalmozódás (BMAR; 7g ábra, jobb panel)  $\sim 1600 \text{ g/m}^2/\text{év}$  csúcstértékével. Ezt a GI-5.1 interstadiálisban az AIH ( $=T_{\text{MO}}$ ) értékek  $18^\circ\text{C}$ -ig történő hirtelen növekedése követi, amelyet a

$\delta^{18}\text{O}_{\text{héj}}$  értékek pozitív irányú változása és a BMAR gyors,  $600 \text{ g/m}^2/\text{év}$  értékre történő csökkenése kíséri (7d–g ábra, jobb oldali panel). A GS-5.1 stadiális során a rekonstruált  $T_{\text{MO}}$ -értékek  $\sim 8\text{--}15^\circ\text{C}$  között változnak, magasabb BMAR-értékekkel. Mindkét faj (*T. hispidus* és *S. oblonga*) hasonló  $\Delta\Delta_{47\text{-héj}}$  ( $=\text{AIH}=T_{\text{MO}}$ ) értékeket mutat, a legtöbb adat a  $10\text{--}13^\circ\text{C}$  közötti tartományba esik. A GI-5.1 végén a  $\delta^{18}\text{O}_{\text{héj}}$ - és  $\delta^{13}\text{C}_{\text{héj}}$ -értékek csökkenése figyelhető meg, majd az ezt követő stadiális időszak (GS-5.1) hátralévő részében egy növekvő tendencia rajzolódik ki a BMAR-értékek enyhén csökkenő trendjével együtt egy kisebb maximum után, 30,5 ezer évnél.

A GS-4 stadiálisra rekonstruált  $T_{\text{MO}}$ -értékek  $9\text{--}13^\circ\text{C}$  közötti tartományba esnek (7d ábra, bal oldali panel), ami hasonlít a GS-5.1 hideg stadiális időszak hőmérsékleteihez. Ezekhez az alacsonyabb hőmérsékletekhez negatívabb  $\delta^{18}\text{O}_{\text{héj}}$ - és  $\delta^{13}\text{C}_{\text{héj}}$ - és magasabb BMAR-értékek ( $1200 \text{ g/m}^2/\text{év}$ ) társulnak, mintegy  $200 \text{ g/m}^2/\text{év}$  ingadozással (7e–g ábra, bal oldali panel). Két mintában a *S. oblonga* faj héja  $\sim 16^\circ\text{C}$  körüli, megemelkedett  $T_{\text{MO}}$ -értékeket mutat (7d ábra, bal oldali panel), ami megfelel a GI-3 intervallumnak, és potenciálisan interstadiális felmelegedésre utal. Ugyanezen mintákból származó *T. hispidus* héjakból  $5\text{--}6^\circ\text{C}$ -kal alacsonyabb  $T_{\text{MO}}$ -értékeket rekonstruáltunk, ami az 5 cm-es mintavételi felbontással magyarázható (részletekért lásd ÚJVÁRI et al. 2021a). A GI-3 végén a  $T_{\text{MO}}$  jelentős,  $7\text{--}10^\circ\text{C}$ -ra történő visszaesése figyelhető meg, amelyet  $12\text{--}14^\circ\text{C}$ -ig történő „korrekció” követ. Ezután a  $\Delta\Delta_{47\text{-héj}}$  ( $=T_{\text{MO}}$ ) értékek ismét  $8\text{--}10^\circ\text{C}$ -on stabilizálódnak. A GI-3 során a  $\delta^{18}\text{O}_{\text{héj}}$  és  $\delta^{13}\text{C}_{\text{héj}}$   $0,8\text{--}1,5\%$ -kal pozitív irányba tolódnak csökkenő BMAR-értékekkel, egészen  $740 \text{ g/m}^2/\text{év}$ ig (7e–g ábra, bal oldali panel), majd a GS-3 stadiálisban ismét sokkal könnyebb  $\delta^{18}\text{O}_{\text{héj}}$ - és  $\delta^{13}\text{C}_{\text{héj}}$ -összetételt és magasabb BMAR-értékeket ( $1000\text{--}1100 \text{ g/m}^2/\text{év}$ ) rekonstruáltunk.

Míg a két vizsgált grönlandi interstadiális (GI-5.1 és 3) azonos időintervallumot ölel fel a NGRIP jégmag adatai szerint (240 év; RASMUSSEN et al. 2014), a GI-5.1 egy alacsony amplitúdójú ( $\sim 4^\circ\text{C}$ ; 7c ábra) felmelegedés volt a GI-3-hoz képest ( $14,5^\circ\text{C}$ ; KINDLER et al. 2014). Ezzel szemben a dunaszekcsői löszből rekonstruált hőmérséklet-növekedés mind a GI-5.1 ( $\sim 7^\circ\text{C}$ ), mind a GI-3 ( $\sim 4\text{--}6^\circ\text{C}$ ; 9d ábra) során viszonylag jelentős volt a stadiálisban jellemző őshőmérsékletekhez képest, és a GI-3 felmelegedés a közeli, U–Th korolt PK-6 cseppkőkéreg  $\delta^{18}\text{O}$ -adatai szerint is elérhette a  $4\text{--}7^\circ\text{C}$ -ot (ÚJVÁRI et al. 2021a). A GI-5.1 és 3 esetében rekonstruált interstadiális  $T_{\text{MO}}$ -értékek ( $16\text{--}18^\circ\text{C}$ ) meleg nyarakra ( $T_{\text{JJA}}$ :  $18\text{--}21^\circ\text{C}$ ) és viszonylag magas éves középhőmérsékletekre (MAT:  $9\text{--}11^\circ\text{C}$ ) utalnak, amelyek valamivel a mai értékek alatt vagy azok közelében lehetnek.

A GI-5.1 és 3 előtti és utáni stadiálisok általunk rekonst-

← **Figure 7.** Clumped isotope composition based snail shell formation temperatures, shell carbon and oxygen isotope compositions and sediment accumulation rates calculated in the Dunaszekcső (Dsz) loess record for stadial/interstadial phases around GI-5.1 and 3. (a) age model uncertainties ( $2\sigma$ ) of the Dsz loess profile and NGRIP ice core, (b) NGRIP dust ( $\text{Ca}^{2+}$ ) data (RASMUSSEN et al. 2014), (c) temperature reconstruction based on nitrogen isotope ( $\delta^{15}\text{N}$ ) composition of NGRIP ice bubbles (KINDLER et al. 2014), (d) temperature reconstruction based on clumped isotope measurements of *T. hispidus* and *S. oblonga* shells, with error bars of 68% (bold line) and 95% confidence levels, (e)  $\delta^{18}\text{O}$  values of shells of the two species studied, with error bars generally smaller than the symbols and  $1\sigma$  standard deviation (values in grey background are from previous stable isotope measurements: ÚJVÁRI et al. 2017), (f)  $\delta^{13}\text{C}$  values of the shells, with errors representing  $1\sigma$  (values in grey background are from previous stable isotope measurements: ÚJVÁRI et al. 2017), (g) sediment accumulation rates measured in the Dunaszekcső loess record (BMAR, ÚJVÁRI et al. 2017). Grey bars indicate the GI-5.1 and 3 interstadials according to the GICC05 chronology (RASMUSSEN et al. 2014).

ruált  $A_{IH}/T_{MO}$ -értékei  $7-14\text{ °C}$  között mozogtak, amelyek  $-3$  és  $2,5\text{ °C}$  közötti  $MAT$ -értékekre utalnak, ha az átszámításokat modern szubarktikus klímaadatsorokkal végezzük (bővebben: ÚJVÁRI et al. 2021a). Ez utóbbi értékek összhangban vannak az LGM során beszívárgott felszín alatti vizek  $3,3\text{ °C}$ -os nemesgáz-hőmérsékletével (VARSÁNYI et al. 2011), mamutcsontok  $\delta^{18}O$ -alapú,  $2,4\text{ °C}$ -os  $MAT$ -becslésével (KOVÁCS et al. 2011), a nem folyamatos/sporadikus permafroszt jelenlétével (RUSZKICZAY-RÜDIGER & KERN 2016) és az LGM-re vonatkozó, kárpát-medencei modellezési eredményekkel ( $0-4\text{ °C}$ ; LUDWIG et al. 2021). Ha a stadiális  $A_{IH}$  ( $=T_{MO}$ ) értékeket a nyári szezonnra számítjuk át, akkor  $7-16\text{ °C}$  (Sátorhely-adatsor), illetve  $12-19\text{ °C}$  (Pechora-adatsor) közötti  $T_{JJA}$ -értékeket kapunk, amik jól átfednek a katymári rétegsor molluszkafaunájának összetételéből a GS-5.1 stadiálisra becsült júliusi őshőmérsékleti értékekkel ( $T_J$ :  $12-16\text{ °C}$ ; SÜMEGI et al. 2019).

*A D–O-események okozta kárpát-medencei és közép-európai környezetváltozások hátterében lévő lehetséges mechanizmusok*

Az utolsó eljegesedés generálisan hideg éghajlatát összesen 25 Dansgaard–Oeschger (D–O) felmelegedés (interstadiális) szakította meg az Észak-Atlantikumban 115 ezer és 11,6 ezer évek között (DANSGAARD et al. 1993, LANDAIS et al. 2022), aminek hátterében az AMOC (Atlantic Meridional Overturning Circulation) erősödése és a pólusok irányába megnövekedett hőtranszport állhattak (MENVIÉL et al. 2020). Több hipotézis is létezik az AMOC-változások (erősödés/gyengülés vagy teljes leállás) és az általuk okozott stadiális lehűlések és interstadiális felmelegedések magyarázatára, így például hirtelen olvadékvíz-beáramlások az Atlanti-óceán északnyugati régiójába (CLARK et al. 2002, RAHMSTORF 2002), vagy a Laurenciai-jégtakaró fokozatos magasságváltozásai (ZHANG et al. 2014a), illetve a légköri  $CO_2$ -koncentráció kismértékű, fokozatos változásai (ZHANG et al. 2017, VETTORETTI et al. 2022), valamint inszolációs kényszerek (ZHANG et al. 2021). Fontos kiemelni, hogy a D–O-variabilitás a 3-as tengeri oxigénizotóp-stádium (MIS 3, 57–29 ezer évek között) – egy köztes glaciális klímaállapot – során volt a legkifejezettebb (ZHANG et al. 2014b), az intenzívebb glaciális fázisokban és az interglaciális klímaállapotok alatt nem, vagy csak kisebb mértékben jelenik meg. Ez arra utal, hogy az AMOC stabilitása a köztes glaciális klímaállapotok során kisebb, és nagyban függ az adott klímaállapotról jellemző peremfeltételektől, úgymint a  $CO_2$ -koncentrációtól, az inszolációtól, az északi félteke kontinentális jégtakaróinak méretétől és a kapcsolódó tengerszinttől (MENVIÉL et al. 2020). Ez egyébként az oka annak, hogy miért nem jellemző a D–O-variabilitás például a holocénre: a peremfeltételek nem voltak kedvezőek egy instabil, oszcilláló AMOC kialakulásához.

Bár a D–O típusú éghajlati variabilitás teljes megértése még várat magára, mára kialakult egy konszenzus a legvalószínűbb mögöttes mechanizmusok tekintetében. A D–O-variabilitás egy önmagát fenntartó oszcillációs, összekap-

csolt éghajlat-jégtakaró keretrendszerben értelmezhető, amelyet az AMOC viszonylag alacsony stabilitása jellemez egy köztes glaciális klímaállapot körülményei között. Kis perturbációk (például az észak-atlanti óceán édesvízháztartásának százéves időléptékű változásai, a  $CO_2$ -koncentráció változásai vagy sztochasztikus légköri kényszerek; DRIJFHOUT et al. 2013; KLEPPIN et al. 2015) az AMOC gyengüléséhez, és ezzel együtt a tengeri jég kiterjedésének gyors ütemű előrenyomulásához (LI & BORN 2019) és egy stadiális lehűléshez vezetnek. Az AMOC gyengülése és a tengeri jég előretörése azonban idővel felszín alatti felmelegedéshez vezet az Atlanti-óceán északi részén a felszíni tengervíz csökkent sótartalmának köszönhetően kialakuló erős, északi-tengeri haloklin okozta redukált légkör irányú hőtranszfer miatt (DOKKEN et al. 2013), valamint az ITCZ déli irányba történő elmozdulása révén, amely megnöveli a felszíni tengervíz sótartalmát az Észak-Atlanti-óceán trópusi régiójában (KREBS & TIMMERMANN 2007) és a sótranszportot az észak-atlanti térség irányába. Több évszázados időskálán ezek az éghajlati változások negatív visszacsatolásként hatnak az AMOC-ra és a tengeri jégre, ami az AMOC helyreállításához és a tengeri jég visszahúzódásához vezetnek egy interstadiális felmelegedésben kulminálva.

Bár a D–O típusú klímaváltozások fent tárgyalt okainak megértése kulcskérdés, számunkra ennél fontosabb annak kiderítése, hogy azok milyen módon voltak képesek befolyásolni Európa és Kelet-Közép-Európa (vagy épp Ázsia) éghajlatát. A dunaszekcsői löszből rekonstruált porfelhalmozódás időbeli változásai, a szárazföldi csigák kapcsolt izotóp-őshőmérsékleteinek és stabilizotóp-összetételének adatai lehetővé teszik a D–O típusú paleoklíma-kilengések kelet-közép-európai hatásainak megértését és a mögöttes mechanizmusok koncepcionális modelljének felállítását. Mind modellszimulációkban (LAINÉ et al. 2008, RIVIÉRE et al. 2010), mind az európai Alpokban végzett cseppkővizsgálatokkal (Sieben Hengste, 7H) a poláris futóáramlás (jet stream) és az észak-atlanti viharpályák kifejezett észak/déli eltolódásait mutatták ki az LGM interstadiálisai és stadiálisai során (LUETSCHER et al. 2015). A dunaszekcsői BMAR- és a 7H  $\delta^{18}O$ -adatsorok közötti hasonlóságok (6f,g ábra) arra utalnak, hogy a kelet-közép-európai porciklus változásainak fő okozói valószínűleg a nagyléptékű légköri átrendeződések lehettek (ÚJVÁRI et al. 2017). A dunaszekcsői  $TA_{47-hej}$ ,  $\delta^{18}O_{hej}$ ,  $\delta^{13}C_{hej}$  és BMAR-adatok a stadiálisok során hidegebb nyári időszakot mutatnak a Kárpát-medencében, amelyekben több lehetett a rendelkezésre álló csapadék, míg a téli-tavaszi időszakok szárazabbak/viharosabbak voltak, ami fokozott porkibocsátással és -felhalmozódással járt (ÚJVÁRI et al. 2017, 2021a) a nagyobb ciklonsűrűségnek köszönhetően (PINTO & LUDWIG 2020, RAIBLE et al. 2020). A glaciális időszak alatt az északi félteke kontinentális jégtakaróinak kiterjedése jelentősen megnövekedett, ami eleve délibb poláris jetpozíciókhoz vezetett (PAUSATA et al. 2011, MERZ et al. 2015), ami viszont a ciklonos Rossby-hullámtöréseknek kedvez az anticiklonosakkal szemben, szintén elősegítve egy egyenlítőhöz közelebbi jetpozíció fenntartását (RIVIÉRE et al. 2010, LÖFVERSTRÖM et al. 2016). A D–O-események

során jelentős változások álltak be a tengerfelszín víz hőmérsékletében, a tengeri jég kiterjedésében és az óceán-légkör közötti hőtranszferben, ami légnyomás-anomáliákon keresztül befolyásolhatta a poláris jetpozíciókat (MADONNA et al. 2017). Elméletünk szerint a kelet-közép-európai stadiálisokat a délibb poláris jetpozíciók jellemezték, amit mostanra már modellezési eredmények is világosan alátámasztanak (STADELMAIER et al. 2024). A poláris jet pozíciójának déli irányú eltolódása a stadiálisok idején lehetővé tette a Szi-bériai Anticiklon (PINTO & RAIBLE 2012, OBREHT et al. 2017) és az eurázsiai jégtakaró feletti magas nyomású rendszerhez kapcsolódó, uralkodó keleti áramlási mintázatok fokozott befolyását Kelet-Közép-Európában (LUDWIG et al. 2016, SCHAFFERNICHT et al. 2020). Ezzel szemben az interstadiális időszakokban, amikor a poláris jet északabbra tolódott, a kelet-európai nyarak szárazabbak voltak (pozitívabb  $\delta^{18}\text{O}_{\text{héj}}/\delta^{13}\text{C}_{\text{héj}}$ -értékek), elsősorban a magasabb nyári és aktív időszakok légköri hőmérséklet miatt (magasabb  $\text{TA}_{47-\text{héj}}$ ), míg a téli-tavaszi időszakok a stadiális időszakokhoz képest nedvesebb és kevésbé viharos lehettek, ami csökkent porfelhalmozódással járt. Véleményünk szerint a nagyléptékű utolsó jégkorszaki légköri cirkuláció (a poláris jetpozíciók) változékonysága lehet az a kulcsfontosságú mechanizmus, amelynek révén a D–O-események során bekövetkező éghajlati változások átterjednek Európába és potenciálisan tovább Ázsiába.

## **Összefoglalás**

Amint azt jégmagokból és tengeri üledékekből származó proxy-adatsorok bizonyítják, az utolsó glaciális általános hideg éghajlatát hirtelen felmelegedések szakították meg, ami az észak-atlanti régió jellegzetes D–O-ciklusaiiban nyilvánult meg. Ezek a gyors éghajlati rezsimváltások globális hatással voltak, így befolyásolták a kontinensek éghajlatát és növényzetét is, amint azt szárazföldi klímaarchívumok (például cseppkövek és tavi üledékek) adataiból is látjuk. Ezen klímakilengések okainak, visszacsatolási mechanizmusainak és transzmissziójának jobb megértése segítségével a jelenleg is zajló globális felmelegedés bizonyos hatásait is pontosabban jelezhetjük előre a múltból nyert paleoklíma-adatokon tesztelt klímamodellek révén. A löszüledékekben rejlő információk ebben a kérdésben nagy jelentőséggel bírnak, mert az egykori porciklus időbeli változásainak rekonstrukcióját teszik lehetővé más éghajlati/környezeti paraméterekkel együtt, és általuk világosabb képet kaphatunk a por és klíma közötti visszacsatolásokról. Ezek

a kontinentális, szél szállította üledékek azonban mindezidáig kiaknázatlanok voltak a megfelelően pontos és megbízható kronológiák és környezeti proxyk nélkül. A löszben lévő bizonyos csigafajok radiokarbon kormeghatározása egyfelől igen pontos és kis hibahatárral rendelkező kormélység modellek felállítását teszi lehetővé, valamint lehetőséget ad porfluxusszámításokra is, ami a szemcseösszetéti adatokkal együtt a porforrások dinamikájába enged bepillantást. Ugyanezek a csigafajok kvantitatív hőmérsékletbecsléseket és a vizsgált terület ariditására vonatkozó információk kinyerését is lehetővé teszik, ami egyéb szárazföldi klímaarchívumok proxyadatai révén nehezen elérhető. Mivel a lösz globálisan igen elterjedt üledék, így rendkívül nagy potenciállal rendelkezik a közepes földrajzi szélességek ös-környezeti viszonyainak feltárásában.

Az utolsó glaciális észak-atlanti klímaváltozásaira reagálva a kontinensek éghajlata és növényzete is átalakult, de ezek a területek vissza is hatottak a globális klímára többek között a megnövekedett porkibocsátás révén. A megnövekedett légköri porterhelés direkt és indirekt hatásai sok esetben hozzájárultak a további hőmérséklet-csökkenésekhez, és az ásványi por eljutott a Föld legtávolabbi pontjaira, így a pólusokra is. Ezen ásványi por forrásainak azonosítása kulcsfontosságú, mert segít megérteni és pontosabban interpretálni a legjobb paleoklíma-proxyadatsorokat nyújtó jégmagokban lévő éghajlati információkat. Éppen ez volt a jelen munka másik célja, melynek során új izotópgeokémiai porforrás-indikátorokat mutattam be, illetve hangsúlyoztam a porforrás-indikátorok kombinált alkalmazásának fontosságát. Úgy vélem, hogy a fent bemutatott új adatok és értelmezések elvezetnek a löszüledékek szélesebb körben történő kiaknázásához, az utolsó glaciális éghajlati/környezeti paraméterek regionális és akár kontinentális léptékű rekonstrukciójához, valamint a por és a klíma közötti interakcióknak és a negyedidőszak végi éghajlati/környezeti folyamatoknak az észak-atlanti régió és Európa relációját érintő mélyebb megértéséhez.

## **Köszönetnyilvánítás**

A tanulmányt az NKFIH az OTKA PD-108639 számú pályázat révén, az Osztrák Kutatási Alap (FWF) Lise Meitner-ösztöndíjjal (M 2503-N29 számú projekt), valamint az Európai Unió és a magyar állam az Európai Regionális Fejlesztési Alap a GINOP-2.3.2.-15-2016-00009 "ICER" projekt keretében támogatta.



## Irodalom – References

- ABOUCAMI, W., NÄTHE, K., KUMAR, A., GALER, S. J. G., JOCHUM, K. P., WILLIAMS, E., HORBE, A. M. C., ROSA, J. W. C., BALSAM, W., ADAMS, D., MEZGER, K. & ANDREAE, M. O. 2013: Geochemical and isotopic characterization of the Bodélé Depression dust source and implications for transatlantic dust transport to the Amazon Basin. – *Earth and Planetary Science Letters* **380**, 112–123. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.08.028>
- ALLEN, J. R. M., BRANDT, U., BRAUER, A., HUBBERTEN, H.-W., HUNTLEY, B., KELLER, J., KRAML, M., MACKENSEN, A., MINGRAM, J., NEGENDANK, J. F. W., NOWACZYK, N. R., OBERHÄNSLI, H., WATTS, W. A., WULF, S. & ZOLITSCHKA, B. 1999: Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period. – *Nature* **400**, 740–743. <https://doi.org/10.1038/23432>
- ALLEY, R. B., MAROTZKE, J., NORDHAUS, W. D., OVERPECK, J. T., PETEET, D. M., PIELKE, R. A. et al. 2003: Abrupt climate change. – *Science* **299**, 2005–2010. <https://doi.org/10.1126/science.1081056>
- ANTOINE, P., ROUSSEAU, D. D., MOINE, O., KUNESCH, S., HATTÉ, C., LANG, A. & ZÖLLER, L. 2009a: Evidence of rapid and cyclic eolian deposition during the Last Glacial in European loess series (Loess events): the high-resolution records from Nussloch (Germany). – *Quaternary Science Reviews* **28**, 2955–2973. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.08.001>
- ANTOINE, P., ROUSSEAU, D. D., FUCHS, M., HATTÉ, C., MARCOVIC, S. B., JOVANOVIĆ, M., GAUDENYI, T., MOINE, O. & ROSSIGNOL, J. 2009b: High resolution record of the last climatic cycle in the southern Carpathian basin at Surduk (Vojvodina, Serbia). – *Quaternary International* **198**, 19–36. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.12.008>
- BAUER, K. & VENNEMANN, T. W. 2014: Analytical methods for the measurement of hydrogen isotope composition and water content in clay minerals by TC/EA. – *Chemical Geology* **363**, 229–240. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.10.039>
- BERGER, A. L. 1978: Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. – *Journal of Atmospheric Science* **35**, 2362–2367. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1978\)035<2362:LTVODI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1978)035<2362:LTVODI>2.0.CO;2)
- BERNASCONI, S. M., MÜLLER, I. A., BERGMANN, K. D., BREITENBACH, S. F. M., FERNANDEZ, A., HODELL, D. A., JAGGI, M., MECKLER, A. N., MILLAN, I. & ZIEGLER, M. 2018: Reducing uncertainties in carbonate clumped isotope analysis through consistent carbonate-based standardization. – *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **19**, 2895–2914. <https://doi.org/10.1029/2017GC007385>
- BERNASCONI, S. M., DAÉRON, M., BERGMANN, K., BONIFACIE, M., MECKLER, A. N., AFFEK, H. et al. 2021: InterCarb: A community effort to improve inter-laboratory standardization of the carbonate clumped isotope thermometer using carbonate standards. – *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **22**, e2020GC009588. <https://doi.org/10.1029/2020GC009588>
- BISCAYE, P. E. 1965: Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. – *Geological Society of America Bulletin* **76**, 803–832. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1965\)76\[803:MASORD\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1965)76[803:MASORD]2.0.CO;2)
- BISCAYE, P. E., GROUSSET, F. E., REVEL, M., VAN DER GAAST, S., ZIELINSKI, G. A., VAARS, A. & KUKLA, G. 1997: Asian provenance of last glacial maximum dust in the GISP-2 ice core, Summit, Greenland. – *Journal of Geophysical Research* **102**, 26765–26781. <https://doi.org/10.1029/97JC01249>
- BLAAUW, M. & CHRISTEN, J. A. 2011: Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. – *Bayesian Analysis* **6**, 454–474. <https://doi.org/10.1214/11-BA618>
- BOND, G., HEINRICH, H., BROECKER, W. & LABEYRIE, L. 1992: Evidence of massive discharges of icebergs into the North Atlantic during the last glacial period. – *Nature* **360**, 245–249. <https://doi.org/10.1038/360245a0>
- BOND, G., BROECKER, W., JOHNSEN, S., MCMANUS, J., LABEYRIE, L., JOUZEL, J. & BONANI, G. 1993: Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. – *Nature* **365**, 143–147. <https://doi.org/10.1038/365143a0>
- BOUVIER, A., VERVOORT, J. D. & PATCHETT, P. J. 2008: The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. – *Earth and Planetary Science Letters* **273**, 48–57. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.010>
- BRACONNOT, P., HARRISON, S. P., KAGEYAMA, M., BARTLEIN, P. J., MASSON-DELMOTTE, V., ABE-OUCHI, A., OTTO-BLIESNER, B. & ZHAO, Y. 2012: Evaluation of climate models using palaeoclimatic data. – *Nature Climate Change* **2**, 417–424. <https://doi.org/10.1038/nclimate1456>
- BRONK RAMSEY, C. 2009: Bayesian analysis of radiocarbon dates. – *Radiocarbon* **51**, 337–360. <https://doi.org/10.1017/S003822200033865>
- CAPRON, E., RASMUSSEN, S. O., POPP, T. J., ERHARDT, T., FISCHER, H., LANDAIS, A., PEDRO, J. B. et al. 2021: The anatomy of past abrupt warmings recorded in Greenland ice. – *Nature Communications* **12**, 2106. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-22241-w>
- CHENG, L. Q., SONG, Y. G., WU, Y., LIU, Y. G., LIU, H. F., CHANG, H., ZONG, X. L. & KANG, S. G. 2021: Drivers for asynchronous patterns of dust accumulation in Central and Eastern Asia and in Greenland during the Last Glacial Maximum. – *Geophysical Research Letters* **48**, e2020GL091194. <https://doi.org/10.1029/2020GL091194>
- CLARK, P. U., PISIAS, N. G., STOCKER, T. F. & WEAVER, A. J. 2002: The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. – *Nature* **415**, 863–869. <https://doi.org/10.1038/415863a>
- COOK, E., PORTNYAGIN, M., PONOMAREVA, V., BAZANOVA, L., SVENSSON, A. & GARBE-SCHÖNBERG, D. 2018: First identification of cryptotephra from the Kamchatka Peninsula in a Greenland ice core: Implications of a widespread marker deposit that links Greenland to the Pacific northwest. – *Quaternary Science Reviews* **181**, 200–206. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.11.036>
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S. J., CLAUSEN, H. B., DAHL-JENSEN, D., GUNDESTRUP, N. S., HAMMER, C. U., HVIDBERG, C. S., STEFFENSEN, J. P., SVEINBJÖRNSDÓTTIR, A. E., JOUZEL, J. & BOND, G. 1993: Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. – *Nature* **364**, 218–220. <https://doi.org/10.1038/364218a0>
- DOKKEN, T., NISANCIOGLU, K., LI, C., BATTISTI, D. & KISSEL, C. 2013: Dansgaard-Oeschger cycles: Interactions between ocean and sea ice intrinsic to the Nordic seas. – *Paleoceanography* **28**, 491–502. <https://doi.org/10.1002/palo.20042>
- DRIFFHOUT, S., GLEESON, E., DIJKSTRA, H. A. & LIVINA, V. 2013: Spontaneous abrupt climate change due to an atmospheric blocking-sea ice-ocean feedback in an unforced climate model simulation. – *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* **110**, 19713–19718. <https://doi.org/10.1073/pnas.1304912110>



- DUPRAT-OUALID, F., RIUS, D., BÉGEOT, C., MAGNY, M., MILLET, L., WULF, S. & APPELT, O. 2017: Vegetation response to abrupt climate changes in Western Europe from 45 to 14.7k cal a BP: The Bergsee lacustrine record (Black Forest, Germany). – *Journal of Quaternary Science* **32**, 1008–1021. <https://doi.org/10.1002/jqs.2972>
- ERHADRT, T., CAPRON, E., RASMUSSEN, S. O., SSCHÜPBACH, S., BIGLER, M., ADOLPHI, F. & FISCHER, H. 2019: Decadal-scale progression of the onset of Dansgaard–Oeschger warming events. – *Climate of the Past* **15**, 811–825. <https://doi.org/10.5194/cp-15-811-2019>
- FAURE, G. & MENSING, T. M. 2005: *Isotopes: Principles and applications*. – 3rd ed., John Wiley & Sons Inc.
- FISCHER, H., SIGGARD-ANDERSEN, M.-L., RUTH, U., RÖTHLISBERGER, R. & WOLFF, E. 2007: Glacial/Interglacial changes in mineral dust and sea salt records in polar ice cores: sources, transport, deposition. – *Reviews of Geophysics* **45**, RG1002. <https://doi.org/10.1029/2005RG000192>
- FLEITMANN, D., CHENG, H., BADERTSCHER, S., EDWARDS, R. L., MUDELSEE, M., GÖKTÜRK, O. M., FANKHAUSER, A., PICKERING, R., RAIBLE, C. C., MATTER, A., KRAMERS, J. & TÜYSÜZ, O. 2009: Timing and climatic impact of Greenland interstadials recorded in stalagmites from northern Turkey. – *Geophysical Research Letters* **36**, L19707. <https://doi.org/10.1029/2009GL040050>
- FUHRER, K., WOLFF, E. W. & JOHNSEN, S. J. 1999: Timescales for dust variability in the Greenland Ice Core Project (GRIP) ice core in the last 100,000 years. – *Journal of Geophysical Research* **104**, 31043–31052. <https://doi.org/10.1029/1999JD900929>
- GENTY, D., BLAMART, D., OUAHDI, R., GILMOUR, M., BAKER, A., JOUZEL, J. & VAN-EXTER, S. 2003: Precise dating of Dansgaard–Oeschger climate oscillations in western Europe from stalagmite data. – *Nature* **421**, 833–837. <https://doi.org/10.1038/nature01391>
- GROUSSET, F. E. & BISCAYE, P. E. 2005: Tracing dust sources and transport patterns using Sr, Nd and Pb isotopes. – *Chemical Geology* **222**, 149–167. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.05.006>
- HANSSON, M. E. 1994: The Renland ice core. A Northern Hemisphere record of aerosol composition over 120,000 years. – *Tellus* **46B**, 390–418. <https://doi.org/10.3402/tellusb.v46i5.15813>
- HARRISON, S. P., BARTLEIN, P. J., BREWER, S., PRENTICE, I. C., BOYD, M., HESSLER, I., HOLMGREN, K., IZUMI, K. & WILLIS, K. 2014: Climate model benchmarking with glacial and mid-Holocene climates. – *Climate Dynamics* **43**, 671–688. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1922-6>
- HEINRICH, H. 1988: Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. – *Quaternary Research* **29**, 142–152. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(88\)90057-9](https://doi.org/10.1016/0033-5894(88)90057-9)
- HEMMING, S. 2004: Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. – *Reviews of Geophysics* **42**, RG1005. <https://doi.org/10.1029/2003RG000128>
- HUBER, C., LEUENBERGER, M., SPAHNI, R., FLÜCKIGER, J., SCHWANDER, J., STOCKER, T., JOHNSEN, S., LANDAIS, A. & JOUZEL, J. 2006: Isotope calibrated Greenland temperature record over Marine Isotope Stage 3 and its relation to CH<sub>4</sub>. – *Earth and Planetary Science Letters* **243**, 504–519. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.01.002>
- HUYBERS, P. 2006: Early Pleistocene glacial cycles and the integrated summer insolation forcing. – *Science* **313**, 508–511. <https://doi.org/10.1126/science.1125249>
- JULL, A. J. T., BURR, G. S., BECK, J. W., HODGINS, G. W. L., BIDDULPH, D. L., GANN, J., HATHEWAY, A. L., LANGE, T. E. & LIFTON, N. A. 2006: Application of accelerator mass spectrometry to environmental and paleoclimate studies at the University of Arizona. – *Radioactivity in the Environment* **8**, 3–23. [https://doi.org/10.1016/S1569-4860\(05\)08001-0](https://doi.org/10.1016/S1569-4860(05)08001-0)
- JUNGCLAUS, J., GIORGETTA, M., REICK, C., LEGUTKE, S., BROVKIN, V., CRUEGER, T., ESCH, M., FIEG, K., FISCHER, N., GLUSHAK, K., GAYLER, V., HAAK, H., HOLLWEG, H.-D., KINNE, S., KORNBLUEH, L. et al. 2012: CMIP5 simulations of the Max Planck Institute for Meteorology (MPI-M) based on the MPIESM-P model: The LGM experiment. ESGF, WDCC at DKRZ. <https://doi.org/10.1594/WDCC/CMIP5.MXEP1g>
- KANG, S. G., ROBERTS, H. M., WANG, X. L., AN, Z. S. & WANG, M. 2015: Mass accumulation rate changes in Chinese loess during MIS 2, and asynchrony with records from Greenland ice cores and North Pacific Ocean sediments during the Last Glacial Maximum. – *Aeolian Research* **19**, 251–258. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2015.05.005>
- KELE, S., BREITENBACH, S. F. M., CAPEZZUOLI, E., MECKLER, A. N., ZIEGLER, M., MILLAN, I. M., KLUGE, T., DEÁK, J., HANSELMANN, K., JOHN, C. M., YAN, H., LIU, Z. & BERNASCONI, S. M. 2015: Temperature dependence of oxygen- and clumped isotope fractionation in carbonates: a study of travertines and tufas in the 6–95 °C temperature range. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **168**, 172–192. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.06.032>
- KINDLER, P., GUILLEVIC, M., BAUMGARTNER, M., SCHWANDER, J., LANDAIS, A. & LEUENBERGER, M. 2014: Temperature reconstruction from 10 to 120 kyr b2k from the NGRIP ice core. – *Climate of the Past* **10**, 887–902. <https://doi.org/10.5194/cp-10-887-2014>
- KLEPPIN, H., JOCHUM, M., OTTO-BLIESNER, B., SHIELDS, C. A. & YEAGER, S. 2015: Stochastic atmospheric forcing as a cause of Greenland climate transitions. – *Journal of Climate* **28**, 7741–7763. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00728.1>
- KOVÁCS, J., MORAVCOVÁ, M., ÚJVÁRI, G. & PINTÉR, A. G. 2012: Reconstructing the paleoenvironment of east central Europe in the Late Pleistocene using the oxygen and carbon isotopic signal of tooth in large mammal remains. – *Quaternary International* **276**–**277**, 145–154. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.04.009>
- KREBS, U. & TIMMERMANN, A. 2007: Tropical air–sea interactions accelerate the recovery of the Atlantic meridional overturning circulation after a major shutdown. – *Journal of Climate* **20**, 4940–4956. <https://doi.org/10.1175/JCLI4296.1>
- LANDAIS, A., SANCHEZ GOÑI, M. F., TOUCANNE, S., RODRIGUES, T. & NAUGHTON, P. 2022: Abrupt climatic variability: Dansgaard–Oeschger events. – In: PALACIOS, D., HUGHES, P. D., GARCÍA-RUIZ, J. M. & ANDRÉS, N. (eds): *European Glacial Landscapes*. Elsevier, Chapter 24, 175–180. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-823498-3.00056-X>
- LENTON, T. M., ROCKSTRÖM, J., GAFFNEY, O., RAHMSTORF, S., RICHARDSON, K., STEFFEN, W. & SCHELLNHUBER, H. J. 2019: Climate tipping points—too risky to bet against. – *Nature* **575**, 592–595. <https://doi.org/10.1038/d41586-019-03595-0>
- LI, C. & BORN, A. 2019: Coupled atmosphere–ice–ocean dynamics in Dansgaard–Oeschger events. – *Quaternary Science Reviews* **203**, 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.10.031>
- LISIECKI, L. E. & RAYMO, M. E. 2005: A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic <sup>18</sup>O records. – *Paleoceanography and Paleoceanography* **20**, A1003. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>

- LÖFVERSTRÖM, M. 2020: A dynamic link between high-intensity precipitation events in southwestern North America and Europe at the Last Glacial Maximum. – *Earth and Planetary Science Letters* **534**, 116081. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116081>
- LÖFVERSTRÖM, M., CABALLERO, R., NILSSON, J. & MESSORI, G. 2016: Stationary wave reflection as a mechanism for zonalising Atlantic winter jet at the LGM. – *Journal of the Atmospheric Sciences* **73**, 3329–3342. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-15-0295.1>
- LUDWIG, P., SCHAFFERNICHT, E. J., SHAO, Y. & PINTO, J. G. 2016: Regional atmospheric circulation over Europe during the Last Glacial Maximum and its links to precipitation. – *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **121**, 2130–2145. <https://doi.org/10.1002/2015JD024444>
- LUDWIG, P., GAVRILOV, M. B., MARKOVIC, S. B., ÚJVÁRI, G. & LEHMKUHL, F. 2021: Simulated regional dust cycle in the Carpathian Basin and the Adriatic Sea region during the Last Glacial Maximum. – *Quaternary International* **581–582**, 114–127. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.09.048>
- LUETSCHER, M., BOCH, R., SODEMANN, H., SPÖTL, C., CHENG, H., EDWARDS, R. L., FRISIA, S., HOF, F. & MÜLLER, W. 2015: North Atlantic storm track changes during the last glacial maximum recorded by alpine speleothems. – *Nature Communications* **6**, 6344. <https://doi.org/10.1038/ncomms7344>
- LUPKER, M., ACIEGO, S. M., BOURDON, B., SCHWANDER, J. & STOCKER, T. F. 2010: Isotopic tracing (Sr, Nd, U and Hf) of continental and marine aerosols in an 18th century section of the Dye-3 ice core (Greenland). – *Earth and Planetary Science Letters* **295**, 277–286. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.04.010>
- LYNCH-STIEGLITZ, J., ADKINS, J. F., CURRY, W. B., DOKKEN, T., HALL, I. R., HERGUERA, J. C., HIRSCHI, J. J.-M., IVANOVA, E. V. et al. 2007: Atlantic Meridional Overturning Circulation during the Last Glacial Maximum. – *Science* **316**, 66–69. <https://doi.org/10.1126/science.1137127>
- MADONNA, E., LI, C., GRAMS, C. M. & WOOLLINGS, T. 2017: The link between eddy-driven jet variability and weather regimes in the North Atlantic-European sector. – *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **143**, 2960–2972. <https://doi.org/10.1002/qj.3155>
- MAGYARI, E., JAKAB, G., RUDNER, E. & SÜMEGI, P. 1999: Palynological and plant macrofossil data on Late Pleistocene short term climatic oscillations in North-east Hungary. – *Acta Palaeobotanica – Supplementum* **2**, 491–502. <http://bomax.botany.pl/pubs/#article-2087>
- MAHOWALD, N. 2011: Aerosol indirect effect on biogeochemical cycles and climate. – *Science* **334**, 794–796. <https://doi.org/10.1126/science.1207374>
- MARTINEZ-LAMAS, R., TOUCANNE, S., DEBRET, M., RIBOULOT, V., DELOFFRE, J., BOISSIER, A., CHERON, S., PITEL, M., BAYON, G., GIOSAN, L. & SOULET, G. 2020: Linking Danube River activity to Alpine Ice-Sheet fluctuations during the last glacial (ca. 33–17 ka BP): Insights into the continental signature of Heinrich Stadials. – *Quaternary Science Reviews* **229**, 106–136. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.106136>
- MAYEWSKI, P. A., MEEKER, L. D., WHITLOW, S., TWICKLER, M. S., MORRISON, M. C., BLOOMFIELD, P. & BOND, G. C. 1994: Changes in atmospheric circulation and ocean ice cover over the North Atlantic during the last 41,000 years. – *Science* **263**, 1747–1751. <https://doi.org/10.1126/science.263.5154.1747>
- MECKLER, A. N., ZIEGLER, M., MILLAN, M. I., BREITENBACH, S. F. M. & BERNASCONI, S. M. 2014: Long-term performance of the Kiel carbonate device with a new correction scheme for clumped isotope measurements. – *Rapid Communications in Mass Spectrometry* **28**, 1705–1715. <https://doi.org/10.1002/rcm.6949>
- MENVIEL, L. C., SKINNER, L. C., TARASOV, L. & TZEDAKIS, P. C. 2020: An ice–climate oscillatory framework for Dansgaard–Oeschger cycles. – *Nature Reviews Earth & Environment* **1**, 677–693. <https://doi.org/10.1038/s43017-020-00106-y>
- MERZ, N., RAIBLE, C. C. & WOOLLINGS, T. 2015: North Atlantic eddy-driven jet in interglacial and glacial winter climates. – *Journal of Climate* **28**, 3977–3997. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00525.1>
- MOINE, O., ROUSSEAU, D.-D. & ANTOINE, P. 2008: The impact of Dansgaard–Oeschger cycles on the loessic environment and malacofauna of Nussloch (Germany) during the Upper Weichselian. – *Quaternary Research* **70**, 91–104. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2008.02.010>
- MÜLLER, I. A., FERNANDEZ, A., RADKE, J., VAN DIJK, J., BOWEN, D., SCHWIETERS, J. & BERNASCONI, S. M. 2017: Carbonate clumped isotope analyses with the long-integration dual-inlet (LIDI) workflow: scratching at the lower sample weight boundaries. – *Rapid Communications in Mass Spectrometry* **31**, 1057–1066. <https://doi.org/10.1002/rcm.7878>
- NORTH GREENLAND ICE CORE PROJECT MEMBERS 2004: High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. – *Nature* **431**, 147–151. <https://doi.org/10.1038/nature02805>
- NOVOTHNY, Á., FRECHEN, M., HORVÁTH, E., WACHA, L. & ROLF, C. 2011: Investigating the penultimate and last glacial cycles of the Sütto loess section (Hungary) using luminescence dating, high-resolution grain size, and magnetic susceptibility data. – *Quaternary International* **234**, 75–85. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.08.002>
- OBREHT, I., HAMBACH, U., VERES, D., ZEEDEN, C., BÖSKEN, J., STEVENS, T., MARKOVIC, S. B., KLASSEN, N., BRILL, D., BUROW, C. & LEHMKUHL, F. 2017: Shift of large-scale atmospheric systems over Europe during late MIS 3 and implications for Modern Human dispersal. – *Scientific Reports* **7**, 5848. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-06285-x>
- PAUSATA, F. S. R., LI, C., WETTSTEIN, J. J., KAGEYAMA, M. & NISANCIOGLU, K. H. 2011: The key role of topography in altering North Atlantic atmospheric circulation during the last glacial period. – *Climate of the Past* **7**, 1089–1101. <https://doi.org/10.5194/cp-7-1089-2011>
- PIGATI, J. S., RECH, J. A. & NEKOLA, J. C. 2010: Radiocarbon dating of small terrestrial gastropod shells in North America. – *Quaternary Geochronology* **5**, 519–532. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2010.01.001>
- PIGATI, J. S., MCGEEHIN, J. P., MUHS, D. R. & BETTIS III, E. A. 2013: Radiocarbon dating late Quaternary loess deposits using small terrestrial gastropod shells. – *Quaternary Science Reviews* **76**, 114–128. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.05.013>
- PINTO, J. G. & LUDWIG, P. 2020: Extratropical cyclones over the North Atlantic and western Europe during the last glacial maximum and implications for proxy interpretation. – *Climate of the Past* **16**, 611–626. <https://doi.org/10.5194/cp-16-611-2020>
- PINTO, J. G. & RAIBLE, C. C. 2012: Past and recent changes in the North Atlantic oscillation. – *WIREs Climate Change* **3**, 79–90. <https://doi.org/10.1002/wcc.150>

- RAHMSTORF, S. 2002: Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. – *Nature* **419**, 207–214. <https://doi.org/10.1038/nature01090>
- RAIBLE, C. C., PINTO, J. G., LUDWIG, P. & MESSMER, M. 2020: A review of past changes in extratropical cyclones in the northern hemisphere and what can be learned for the future. – *WIREs Climate Change* **e680**, 1–21. <https://doi.org/10.1002/wcc.680>
- RASMUSSEN, S. O., BIGLER, M., BLOCKLEY, S., BLUNIER, T., BUCHARDT, B., CLAUSEN, H., CVIJANOVIC, I., DAHL-JENSEN, D. et al. 2014: A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. – *Quaternary Science Reviews* **106**, 14–28. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007>
- REIMER, P. J., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J. W., BLACKWELL, P. G., BRONK RAMSEY, C., BUCK, C. E., CHENG, H., EDWARDS, R. L. et al. 2013: IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. – *Radiocarbon* **55**, 1869–1887. [https://doi.org/10.2458/azu\\_js\\_rc.55.16947](https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16947)
- RIVIÉRE, G., LAINÉ, A., LAPEYRE, G., SALAS-MÉLIA, D. & KAGEYAMA, M. 2010: Links between Rossby wave breaking and the North Atlantic Oscillation–Arctic Oscillation in present-day and Last Glacial Maximum climate simulations. – *Journal of Climate* **23**, 2987–3008. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3372.1>
- ROUSSEAU, D.-D., ANTOINE, P., HATTÉ, C., LANG, A., ZÖLLER, L., FONTUGNE, M., BEN OTHMAN, D., LUCK, J.-M., MOINE, O., LABONNE, M., BENTALEB, I. & JOLLY, D. 2002: Abrupt millennial climatic changes from Nussloch (Germany) Upper Weichselian eolian records during the last glaciation. – *Quaternary Science Reviews* **21**, 1577–1582. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(02\)00034-3](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00034-3)
- ROUSSEAU, D.-D., SIMA, A., ANTOINE, P., HATTÉ, C., LANG, A. & ZÖLLER, L. 2007: Link between European and North-Atlantic abrupt climate changes over the last glaciation. – *Geophysical Research Letters* **34**, L22713. <http://dx.doi.org/10.1029/2007/GL031716>
- ROUSSEAU, D.-D., ANTOINE, P. & SUN, Y. 2021: How dusty was the last glacial maximum over Europe? – *Quaternary Science Reviews* **254**, 106775. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106775>
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs. & KERN, Z. 2016: Permafrost or seasonal frost? A review of paleoclimate proxies of the last glacial cycle in the East Central European lowlands. – *Quaternary International* **415**, 241–252. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.07.027>
- RUTH, U., WAGENBACH, D., STEFFENSEN, J. P. & BIGLER, M. 2003: Continuous record of microparticle concentration and size distribution in the central Greenland NGRIP ice core during the last glacial period. – *Journal of Geophysical Research* **108**, 40–98. <https://doi.org/10.1029/2002JD002376>
- RUTH, U., BIGLER, M., RÖTHLISBERGER, R., SIGGARD-ANDERSEN, M.-L., KIPFSTUHL, S., GOTO-AZUMA, K., HANSSON, M. E., JOHNSEN, S. J., LU, H. & STEFFENSEN, J. P. 2007: Ice core evidence for a very tight link between North Atlantic and east Asian glacial climate. – *Geophysical Research Letters* **34**, L03706. <https://doi.org/10.1029/2006GL027876>
- SANCHEZ GOÑI, M. F. & HARRISON, S. P. 2010: Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial: concepts and terminology. – *Quaternary Science Reviews* **29**, 2823–2827. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.11.014>
- SATHEESH, S. K. & KRISHNA MOORTHY, K. 2005: Radiative effects of natural aerosols: a review. – *Atmospheric Environment* **39**, 2089–2110. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2004.12.029>
- SCHAFFERNICHT, E. J., LUDWIG, P. & SHAO, Y. 2020: Linkage between dust cycle and loess of the Last Glacial Maximum in Europe. – *Atmospheric Chemistry and Physics* **20**, 4969–4986. <https://doi.org/10.5194/acp-20-4969-2020>
- SCHEUVENS, D., SCHÜTZ, L., KANDLER, K., EBERT, M. & WEINBRUCH, S. 2013: Bulk composition of northern African dust and its source sediments—A compilation. – *Earth-Science Reviews* **116**, 170–194. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.08.005>
- SCHÜPBACH, S., FISCHER, H., BIGLER, M., ERHARDT, T., GFELLER, G., LEUENBERGER, D., MINI, O., MULVANEY, R., ABRAM, N. J., FLEET, L., FREY, M. M., THOMAS, E., SVENSSON, A., DAHL-JENSEN, D., KETTNER, E., KJAER, H. et al. 2018: Greenland records of aerosol source and atmospheric lifetime changes from the Eemian to the Holocene. – *Nature Communications* **9**, 1476. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-03924-3>
- SINGER, A., DULTZ, S. & ARGAMANN, E. 2004: Properties of the non-soluble fractions of suspended dust over the Dead Sea. – *Atmospheric Environment* **38**, 1745–1753. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2003.12.026>
- SIROCKO, F., KNAPP, H., DREHER, F., FÖRSTER, M., ALBERT, J., BRUNCK, H., VERES, D., DIETRICH, S., ZECH, M., HAMBACH, U., RÖHNER, M., RUDERT, S., SCHWIBUS, K., ADAMS, C. & SIGL, P. 2016: The ELSA-Vegetation-Stack: Reconstruction of landscape evolution zones (LEZ) from laminated Eifel maar sediments of the last 60,000 years. – *Global and Planetary Change* **142**, 108–135. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.03.005>
- SKAMAROCK, W. C., KLEMP, J. B., DUDHIA, J., GILL, D. O., LIU, Z. Q., BERNER, J., WANG, W., POWERS, J. G., DUDA, M. G., BARKER, D. M. & HUANG, X.-Y. 2019: A Description of the Advanced Research WRF Version 4. – In: NCAR Technical Notes, No. NCAR/TN-556+STR, 1–148. <http://dx.doi.org/10.5065/1dfh-6p97>
- SOKOLIK, I. N. & TOON, O. B. 1996: Direct radiative forcing by anthropogenic airborne mineral aerosols. – *Nature* **381**, 681–683. <https://doi.org/10.1038/381681a0>
- STADELMAIER, K. H., LUDWIG, P., PINTO, J. G. & ÚJVÁRI, G. 2024: Changes in atmospheric dynamics over Dansgaard-Oeschger climate oscillations around 40 ka and their impact on Europe. – *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **129**, e2023JD040247. <https://doi.org/10.1029/2023JD040247>
- STEFFENSEN, J. P. 1997: The size distribution of microparticles from selected segments of the Greenland Ice Core Project ice core representing different climatic periods. – *Journal of Geophysical Research* **102**, 26755–26763. <https://doi.org/10.1029/97JC01490>
- STEVENS, T., LU, H., THOMAS, D. S. G. & ARMITAGE, S. J. 2008: Optical dating of abrupt shifts in the late Pleistocene East Asian monsoon. – *Geology* **36**, 415–418. <https://doi.org/10.1130/G24524A.1>
- STEVENS, T., MARKOVIC, S. B., ZECH, M., HAMBACH, U. & SÜMEGI, P. 2011: Dust deposition and climate in the Carpathian Basin over an independently dated last glacial–interglacial cycle. – *Quaternary Science Reviews* **30**, 662–681. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.12.011>
- STOCKHECKE, M., TIMMERMANN, A., KIPFER, R., HAUG, G. H., KWIECIEN, O., FRIEDRICH, T., MENVIEL, L., LITT, T., PICKARSKI, N. &



- ANSELMETTI, F. S. 2016: Millennial to orbital-scale variations of drought intensity in the Eastern Mediterranean. – *Quaternary Science Reviews* **133**, 77–95. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.12.016>
- SUN, Y., CLEMENS, S. C., MORRILL, C., LIN, X., WANG, X. & AN, Z. 2012: Influence of Atlantic meridional overturning circulation on the East Asian winter monsoon. – *Nature Geoscience* **5**, 46–49. <https://doi.org/10.1038/ngeo1326>
- SÜMEGI, P. & KROLOPP, E. 2002: Quartermalacological analyses for modeling of the upper weichselian palaeoenvironmental changes in the Carpathian Basin. – *Quaternary International* **91**, 53–63. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(01\)00102-1](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(01)00102-1)
- SÜMEGI, P., MAGYARI, E., DÁNIEL, P., MOLNÁR, M. & TÖRÖCSIK, T. 2013: 28,000-year record of environmental change in SE Hungary: terrestrial response to Dansgaard-Oeschger cycles and Heinrich-events. – *Quaternary International* **278**, 34–50. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.07.032>
- SÜMEGI, P., MOLNÁR, D., GULYÁS, S., NÁFRÁDI, K., SÜMEGI, B. P., TÖRÖCSIK, T., PERSAITS, G., MOLNÁR, M., VANDENBERGHE, J. & ZHOU, L. P. 2019: High-resolution proxy record of the environmental response to climatic variations during transition MIS3/MIS2 and MIS2 in Central Europe: The loess-paleosol sequence of Katymár brickyard (Hungary). – *Quaternary International* **504**, 40–55. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.03.030>
- SVENSSON, A., BISCAYE, P. E. & GROUSSET, F. E. 2000: Characterization of late glacial continental dust in the Greenland Ice Core Project ice core. – *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **105**, 4637–4656. <https://doi.org/10.1029/1999JD901093>
- TEGEN, I., LACIS, A. A. & FUNG, I. 1996: The influence on climate forcing of mineral aerosols from disturbed soils. – *Nature* **380**, 419–422. <https://doi.org/10.1038/380419a0>
- ÚJVÁRI, G., MOLNÁR, M., NOVOTHNY, Á., PÁLL-GERGELY, B., KOVÁCS, J. & VÁRHEGYI, A. 2014: AMS  $^{14}\text{C}$  and OSL/IRSL dating of the Dunaszekcső loess sequence (Hungary): chronology for 20 to 150 ka and implications for establishing reliable age-depth models for the last 40 ka. – *Quaternary Science Reviews* **106**, 140–154. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.06.009>
- ÚJVÁRI, G., STEVENS, T., SVENSSON, A., KLÖTZLI, U. S., MANNING, C., NÉMETH, T., KOVÁCS, J., SWEENEY, M. R., GÖCKE, M., WIESENBERG, G. L. B., MARKOVIC, S. B. & ZECH, M. 2015: Two possible source regions for central Greenland last glacial dust. – *Geophysical Research Letters* **42**, 10399–10408. <https://doi.org/10.1002/2015GL066153>
- ÚJVÁRI, G., KOK, J. F., VARGA, Gy. & KOVÁCS, J. 2016a: The physics of wind-blown loess: Implications for grain size proxy interpretations in Quaternary paleoclimate studies. – *Earth-Science Reviews* **154**, 247–278. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.01.006>
- ÚJVÁRI, G., MOLNÁR, M. & PÁLL-GERGELY, B. 2016b: Charcoal and mollusc shell  $^{14}\text{C}$ -dating of the Dunaszekcső loess record, Hungary. – *Quaternary Geochronology* **35**, 43–53. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2016.05.005>
- ÚJVÁRI, G., STEVENS, T., MOLNÁR, M., DEMÉNY, A., LAMBERT, F., VARGA, Gy., JULL, A. J. T., PÁLL-GERGELY, B., BUYLAERT, J.-P. & KOVÁCS, J. 2017: Coupled European and Greenland last glacial dust activity driven by North Atlantic climate. – *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* **114**, 10622–10631. <https://doi.org/10.1073/pnas.1712651114>
- ÚJVÁRI, G., BERNASCONI, S. M., STEVENS, T., KELE, S., PÁLL-GERGELY, B., SURÁNYI, G. & DEMÉNY, A. 2021a: Stadial-interstadial temperature and aridity variations in East Central Europe preceding the Last Glacial Maximum. – *Paleoceanography and Paleoclimatology* **36**, Paper: e2020PA004170. <https://doi.org/10.1029/2020PA004170>
- ÚJVÁRI, G., KLÖTZLI, U., HORSCHINEGG, M., WEGNER, W., HIPPLER, D., KISS, G. I. & PALCSU, L. 2021b: Rapid decomposition of geological samples by ammonium bifluoride ( $\text{NH}_4\text{HF}_2$ ) for combined Hf-Nd-Sr isotope analyses. – *Rapid Communications in Mass Spectrometry* **35**, Paper: e9081. <https://doi.org/10.1002/rcm.9081>
- ÚJVÁRI, G., KLÖTZLI, U., STEVENS, T., LUDWIG, P., VENNEMANN, T., GIER, S., HORSCHINEGG, M., PALCSU, L., HIPPLER, D., KOVÁCS, J., DI BIAGIO, C. & FORMENTI, P. 2022: Greenland ice core record of last glacial dust sources and atmospheric circulation. – *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **127**, e2022JD036597. <https://doi.org/10.1029/2022JD036597>
- ÚJVÁRI, G., RINYU, L., SULIKOWSKA-DROZD, A., PÁLL-GERGELY, B. & BERNASCONI, S. M. 2024: Land snail  $\Delta_{47}$  thermometry using cultured and European natural populations of *Clausilia pumila*, *Succinella oblonga* and *Trochulus hispidus*. – *Chemical Geology* **670**, 122461. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2024.122461>
- VARSÁNYI, I., PALCSU, L. & KOVÁCS, L. O. 2011: Groundwater flow system as an archive of palaeotemperature: Noble gas, radiocarbon, stable isotope and geochemical study in the Pannonian Basin, Hungary. – *Applied Geochemistry* **26**, 91–104. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2010.11.006>
- VETTORETTI, G., DITLEVSEN, P., JOCHUM, M. & RASMUSSEN, S. O. 2022: Atmospheric  $\text{CO}_2$  control of spontaneous millennial-scale ice age climate oscillations. – *Nature Geoscience* **15**, 300–306. <https://doi.org/10.1038/s41561-022-00920-7>
- VOELKER, A. H. L. 2002: Global distribution of centennial-scale records for Marine Isotope Stage (MIS) 3: A database. – *Quaternary Science Reviews* **21**, 1185–1212. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00139-1](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00139-1)
- WANG, Y., CHENG, H., EDWARDS, R. L., KONG, X., SHAO, X., CHEN, S., WU, J., JIANG, X., WANG, X. & AN, Z. 2008: Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years. – *Nature* **451**, 1090–1093. <https://doi.org/10.1038/nature06692>
- WOLFF, E. W., CHAPPELLAZ, J., BLUNIER, T., RASMUSSEN, S. O. & SVENSSON, A. 2010: Millennial-scale variability during the Last Glacial: the ice core record. – *Quaternary Science Reviews* **29**, 2828–2838. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.10.013>
- ZHANG, X., LOHMANN, G., KNORR, G. & PURCELL, C. 2014a: Abrupt glacial climate shifts controlled by ice sheet changes. – *Nature* **512**, 290–294. <https://doi.org/10.1038/nature13592>
- ZHANG, X., PRANGE, M., MERKEL, U. & SCHULZ, M. 2014b: Instability of the Atlantic overturning circulation during Marine Isotope Stage 3. – *Geophysical Research Letters* **41**, 4285–4293. <https://doi.org/10.1002/2014GL060321>
- ZHANG, X., KNORR, G., LOHMANN, G. & BARKER, S. 2017: Abrupt North Atlantic circulation changes in response to gradual  $\text{CO}_2$  forcing in a glacial climate state. – *Nature Geoscience* **10**, 518–523. <https://doi.org/10.1038/ngeo2974>
- ZHANG, X., BARKER, S., KNORR, G., LOHMANN, G., DRYSDALE, R., SUN, Y., HODELL, D. & CHEN, F. 2021: Direct astronomical influence on abrupt climate variability. – *Nature Geoscience* **14**, 819–826. <https://doi.org/10.1038/s41561-021-00846-6>
- ZHAO, W., BALSAM, W., WILLIAMS, E., LONG, X. & JI, J. 2018: Sr–Nd–Hf isotopic fingerprinting of transatlantic dust derived from North Africa. – *Earth and Planetary Science Letters* **486**, 23–31. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.01.004>