

**Barlangi jégüledékből nyert koradatok és geokémiai  
paraméterek értelmezése európai példákon**

MTA doktori értekezés

**Kern Zoltán, PhD**

Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont

Földtani és Geokémiai Intézet

Budapest, 2023

## Tartalomjegyzék

<i>1. Bevezetés</i> .....	3
<i>2. Jég a barlangban – genetika és nomenklátúra</i> .....	5
2.1. A barlangi jégfelhalmozódások kialakulása.....	5
2.1.1. Évszakos átszellőzés (vagy szellőzetlenség) és a fagyos barlangi környezet .....	6
2.1.2. A barlangi jégfelhalmozódások glaciológiai típusai .....	8
2.2. A jégbarlangok klasszifikációja.....	9
2.2.1 A jégbarlangok folyamat alapú osztályozása .....	9
2.2.2. A jégbarlangok további lehetséges osztályozásai .....	11
<i>3. A mérsékelt övezet egy kiaknázatlan őskörnyezeti archívumának közelgő elvesztése</i> ..	12
<i>4. A barlangi jégfúrások az elmúlt 70 évben – eredmények és kihívások</i> .....	15
4.1. Barlangi jégfúrások.....	15
4.2. A jégmagfúrások során tapasztalt főbb technikai kihívások és megoldási javaslatok .....	19
<i>5. Esettanulmányok</i> .....	21
5.1. Eredmények a Velebit (Horvátország) barlangi jégüledékeinek kutatásából .....	21
5.1.1. A Velebit elhelyezkedése és éghajlati jellemzői, különös tekintettel a barlangi jég szempontjából fontos mutatókra .....	22
5.1.2. Növényi makromaradványok radiokarbon-kora és a jégfelhalmozódási időszakok a Velebitben .....	25
5.1.2.1. A helyszínek és a vizsgált minták leírása .....	25
5.1.2.2. Radiokarbon-elemzés, kalibrálás és kor-mélység modellezés.....	30
5.1.2.3. Eredmények és következtetések.....	31
5.1.3. A Vukušić-jégbarlang padozati jegének stabilizotópos összetétele és glaciokémiai vizsgálata .....	37
5.1.3.1. Mintavétel és mintakezelés.....	37
5.1.3.2. Összehasonlításhoz használható adatok .....	42
5.1.3.3. Eredmények és következtetések.....	44
5.2. Eredmények a dachsteini Mammut-barlang (Ausztria) jégüledékeinek kutatásából.....	58
5.2.1. A dachsteini Mammut-barlang.....	58
5.2.1.1. A dachsteini Mammut-barlang jelentősebb jégblokkjai.....	59

<b>5.2.1.2. A dachsteini Mammut-barlang jégüledékeinek felhalmozódási idejére vonatkozó információk és új lehetőségek .....</b>	<b>61</b>
<b>5.2.2. Anyagok és módszerek .....</b>	<b>63</b>
<b>5.2.2.1. Jégfúrás.....</b>	<b>63</b>
<b>5.2.2.2. Elektrolitikus vezetőképesség és a barlangi jég stabilizotópos-összetétele .....</b>	<b>64</b>
<b>5.2.2.3. Oldhatatlan maradék .....</b>	<b>64</b>
<b>5.2.2.5. Radiometrikus módszerek .....</b>	<b>65</b>
<b>5.2.2.6. A helyi csapadék és karsztvíz vízgeokémiai jellemzéséhez használt referenciaadatok .....</b>	<b>66</b>
<b>5.2.3. Eredmények és következtetések.....</b>	<b>67</b>
<b>5.2.3.1. Vezetőképesség és oldhatatlan összetevők .....</b>	<b>67</b>
<b>5.2.3.2. A jég stabilizotópos jellemzői.....</b>	<b>69</b>
<b>5.2.3.2. A radiometrikus vizsgálatok eredményei és a jégösszlet felhalmozódási idejének becslése .....</b>	<b>75</b>
<b>6. A barlangi jégüledékek stabilizotóp-összetétele alapján kialakítható kategorizálás pontosságát .....</b>	<b>82</b>
<b>7. Összegzés.....</b>	<b>83</b>
<b>Köszönetnyilvánítás.....</b>	<b>86</b>
<b>Irodalomjegyzék.....</b>	<b>87</b>
<b>Függelék:.....</b>	<b>108</b>

## 1. Bevezetés

A krioszféra azon földfelszín közelében található környezetek összefoglaló neve, amelyek hőmérséklete tartósan fagyponthoz alatti, és így bennük a víz jellemzően szilárd halmazállapotban található (Barry és Gan, 2022). A krioszféra legjelentősebb elemei a permafroszt területek, a tengerjég és a kontinentális jégtömegek (AMAP, 2011; Barry és Gan, 2022). A krioszféra szinte minden észlelhető mérőszáma az utóbbi évtizedekben a fagyvilág zsugorodásáról és melegedéséről tanúskodik (AMAP, 2011; IPCC, 2019). A legfrissebb becslések szerint az 1971 és 2020 közötti időszakban a földi rendszer többlet-hőbevitelének mintegy 4%-a a krioszféra olvadására fordítódott, és további energiafelvételt jelent még a fagyott talajok és a sarkvidéki és magashegységi jégtömegek hőmérséklet emelkedése (von Schuckmann et al., 2023).

A mennyiségi és hőmérsékleti változások mellett azonban a jégvilág számos egyéb fizikai és kémiai paramétert kínál a napjainkban zajló és a múltban lezajlott környezetváltozások kutatásához. A jégtakarók és a gleccserek jégüledékeiből kiemelt furatok vizsgálatával a múltbéli csapadék mennyiségére és víz-geokémiai jellemzőire vonatkozó információk nyerhetők; míg a jégbe csapdázódnak a gázárnyékokból a légkör múltbéli összetétele rekonstruálható (Alley, 2010). A jégközeli, ún. periglaciális területek bizonyos felszínformái csak jól definiált éghajlati feltételek mellett alakulnak ki (Matsuoka, 2011), de a jégékek anyagából kinyert paleoökológiai és geokémiai paraméterek is használhatók a környezeti változások rekonstruálására (Opel et al., 2018; Holland et al., 2023; Yang et al., 2023).

A krioszféra talán egyik legkisebb és legkevésbé ismert szegmensét képviselik a barlangi jégfelhalmozódások. Egyes becslések szerint a mérsékelt övi barlangok mintegy 10%-ában találkozhatunk többéves vagy -évszakos jégfelhalmozódással (Mavlyudov 1989a). De többéves jégüledéket rejtő barlangi üregek előfordulása is általános a mérsékelt övi (Mavlyudov, 2008, 2018a) és a poláris karszterületeken (Yonge et al., 2018; Barton et al., 2020), és talán meglepő módon esetenként akár a trópusi szelességeken is előfordulhatnak (Pflitsch et al., 2016). Ugyanakkor még a legnagyobb barlangi jégtestek becsült térfogata is alig haladja meg a  $10^5$  m<sup>3</sup>-t (Perşoiu és Lauritzen, 2018).

A barlangi jégösszletek felhalmozódási idejének keltezését célzó újabb erőfeszítések igazolták, hogy akár a kora holocén idejéből megőrződött jégrétegekre is számíthatunk egyes barlangokban (Perşoiu et al., 2017; Sancho et al., 2018; Racine et al., 2022a). Az elmúlt évek kutatásai feltárták, hogy a barlangi jégfelhalmozódásokból az éghajlati és környezeti proxy információk (pl. a jég stabilizotópos paraméterei, kifagyásos karbonátok, növényi makro- és mikrofoszfátok stb.) gazdag kincsestárát rejtik (Turri et al., 2009; Perşoiu, 2018a). A

barlangi jég mint öskörnyezeti adatforrásban rejlő lehetőségek kutatásában úttörő szerepe volt az Aranyosfői-jégbarlang (Ghețarul de la Scărișoara, Románia) oldalfalából gyűjtött első minták pollen-vizsgálatának (Pop és Ciobanu, 1950). Bár a modernebb módszertannal és numerikus korokkal is támogatott megismételt vizsgálatok (Feurdean et al., 2011) gyakorlatilag minden érdemi ponton újraértékelték a múlt század derekán levont következtetéseket. A barlangi jégben a növényi makro- és mikrofossziliák kitűnő megtartását, valamint a kinyert maradványok alapján a barlangkörnyéki területen lezajlott növényzeti változások rekonstrukciójának nagyszerű lehetőségét egyre több új kutatás is megerősíti (Leunda et al., 2019; Jelonek et al. 2020).

A barlangi jégüledékek geokémiai szempontú vizsgálata, a kinyerhető geokronológiai és glaciokémiai információk alkalmazása éghajlati és környezeti rekonstrukciókban még nemzetközi téren is új kutatási iránynak számít. Az úttörő munka ez esetben is az Aranyosfői-jégbarlanghoz köthető, hiszen a barlangi jégből nyert mintákban a víz izotopológjainak mint paleoklimatológiai proxinak a kutatása Șerban és társai (1967) munkája révén indult el.

Az értekezés második fejezetében a barlangi jegekkel kapcsolatos alapfogalmakat vezetem be. A harmadik fejezetben három földrész 19 többéves jégüledéket őrző barlangjában száz év alatt lezajlott jégtérfogat-változási trendet mutatom be. A negyedik fejezetben a barlangi jégmagfúrások történetének legjelentősebb eredményeiről, a barlangi jégmagfúrások során tapasztalt főbb technikai kihívásokról és megoldási javaslatokról az első magyar nyelvű összefoglalást tárom a hazai földtudományos közösség elé. Az ötödik fejezet pedig két olyan többéves kutatási projekt eredményeit foglalja össze, amelyekben meghatározó szerepem volt.

## 2. Jég a barlangban – genetika és nomenklatúra

Mivel a „jégbarlang” és a „barlangi jég” a disszertáció központi fogalmai, és egy kitűzött cél a hazai szaknyelv egységesítése és összehangolása a nemzetközi nevezéktannal, ezért szükséges tisztázni, hogy e kifejezéseket miként fogom használni a dolgozatban.

A jégbarlang (ice cave) olyan sziklaüreg, amelyben a víz szilárd fázisban (is) megtalálható folyamatosan, több éven keresztül (Balch 1897; Perşoiu és Onac, 2019). Egyes hazai közleményekben (pl. Kol, 1957; Jakucs, 1963; Fodor, 1981) ettől a nemzetközileg közmegegyezésnek tekinthető meghatározástól sok esetben eltérő nevezéktannal; szélsőséges esetben akár egyazon tanulmány szakaszai között is ellentmondásos szóhasználattal (Gaál, 1939) találkozhatunk.

A „jégbarlang” kifejezést a hazai szaknyelvben korábban alkalmazták felszíni jégfelhalmozódásokban kialakult üregekre is, de ezekre a gleccserbarlang (glacier cave) tekinthető a megfelelő megjelölésnek (McKenzie, 1969). További változatként találkozhatunk a hazai szakcikkekben a „jegesbarlang” vagy „jeges-barlang” kifejezéssel. De ezeket pontosan ugyanannak a földtudományos jelenségnek a megjelölésére használják, s mivel a jégbarlang kifejezés rövidebb, ezért a félreértések elkerülése érdekében az egyéb elnevezések mellőzése javasolható.

A „barlangi jég” a barlangban szilárd halmazállapotban megjelenő víz minden formáját magába foglaló kifejezés, függetlenül attól, hogy többéves, vagy csak évszakosan megjelenő képződményről van szó.

### 2.1. A barlangi jégfelhalmozódások kialakulása

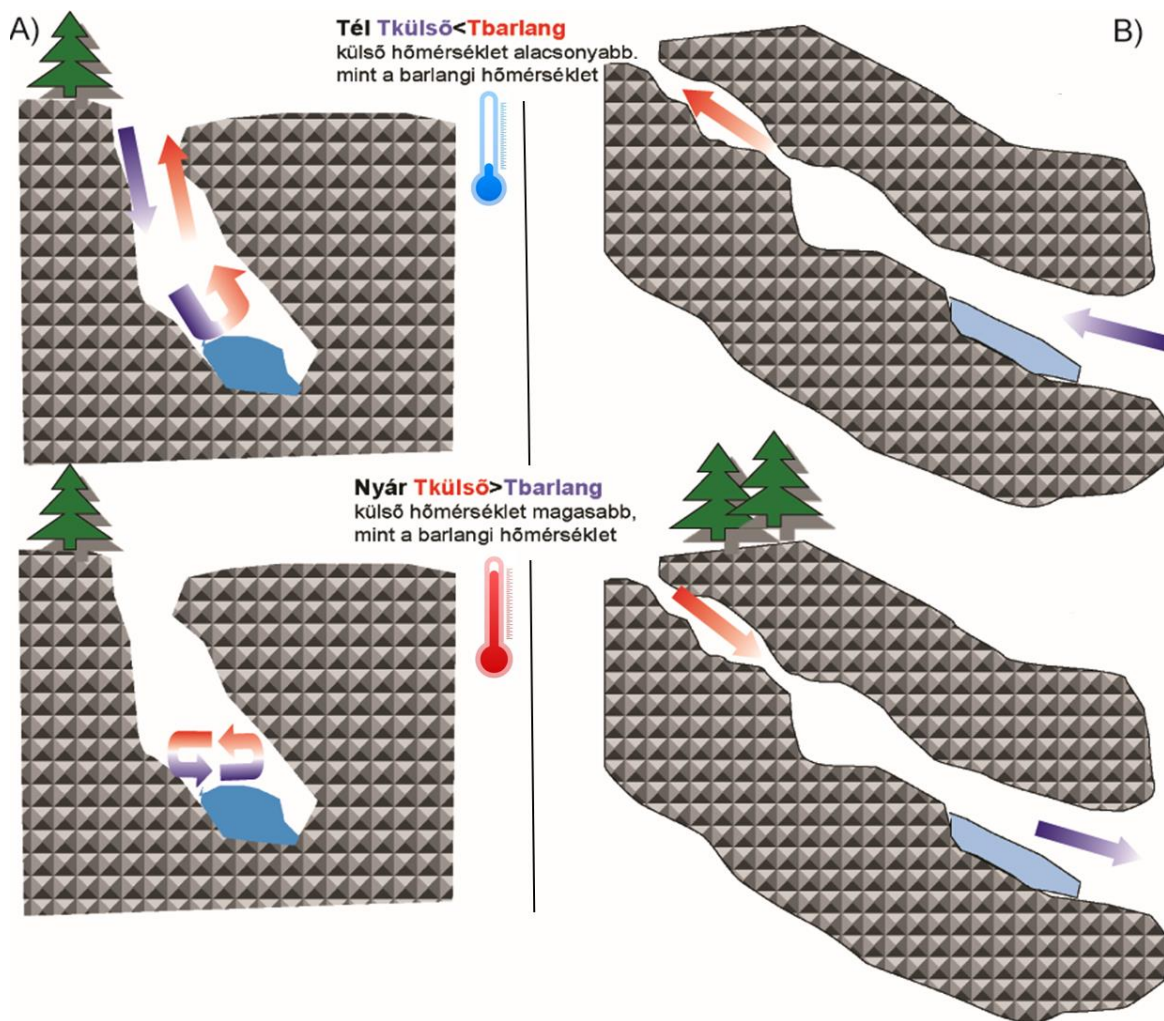
A jégbarlangok kialakulásának egyik előfeltétele a tartósan fagypont alatti barlangi hőmérséklet (Balch 1897; Mavlyudov 1989a). Ez az örökfagy uralta területeken elhelyezkedő barlangok esetében a környezetnek megfelelő termikus viszonyokat jelent (Harris, 1979; Mavlyudov, 2008; Luetscher és Jeannin, 2018), de az üreghálózat lehűlésének kedvező évszakos légcseréje jóval 0°C feletti éves középhőmérsékletű területeken is létrehozhat tartósan fagypont alatti hőmérsékletű barlangi részeket (lásd 2.1.1. fejezet). Ehhez szükséges éghajlati feltétel fagypont alatti felszíni léghőmérsékletek tartós előfordulása legalább az év egy részében. A másik nélkülözhetetlen feltétel a jég jelenléte (Balch 1897; Mavlyudov 1989a), amely megvalósulhat vízből, esetleg párából történő jégképződés útján, vagy a szilárd halmazállapotú víz (jég vagy hó) barlangba jutásával (lásd 2.1.2. fejezet). A hideg téli levegő behatolása jelentős hőcserét eredményez a járatokban, ami a rendelkezésre álló beszivárgó víz megfagyásához és/vagy a bekerülő hó megőrzéséhez vezet.

### 2.1.1. Évszakos átszellőzés (vagy szellőztetés) és a fagyos barlangi környezet

A levegő mozgásának fontos szerep jut a barlangi klíma sajátos jellegének kialakításában (Wigley és Brown, 1976; Fodor, 1981). A légáramlás mértéke egyben számszerű jellemzője a környező és a barlangi légtömegek cseréjének (Cigna, 1968; Fodor, 1976). Már korán felismerték, hogy a légáramlás a karsztrendszer és a külső légkör közötti hőcsere fontos tényezője (Thury, 1861; Balch, 1900). A barlangi levegő áramlásának a barlangban és a felszín felett ugyanazon horizontális szintben uralkodó légnyomás különbsége a mozgatója, ez a nyomásgradiens pedig leginkább a két eltérő fizikai állapotú légtömeg (felszíni és barlangi levegő) hőmérséklet-különbségének a függvénye (Fodor, 1981). Az alpesi jégbarlangok korai tanulmányai (Thury, 1861; Balch, 1897) a barlangi tér lehülését eredményező két legfontosabb cirkulációs jelenséget különböztették meg: i) a hideg levegő csapdázódása (1A. ábra) és ii) a kéményhatás (1B. ábra).

A hideg levegő csapdázódása az egy vagy több, nagyjából egyező magasságban elhelyezkedő bejárattal rendelkező zsákszerű üregek esetében következik be. Amikor a külső levegő hidegebb, mint a barlangi léghőmérséklet (a téli hónapokban), a külső hidegebb, tehát nagyobb sűrűségű levegő a befelé lejtő bejárati szakaszon gyorsan leáramlik (Fodor, 1981; Persoiu, 2018b). A barlangokba lezúduló „hideglevegő- lavinák” (Perrier et al., 2005) keletkeznek, ugyanakkor a járatok felsőbb régióiban a viszonylag felmelegedett barlangi levegő a kijárat(ok) felé, és azokon keresztül a felszínre áramlik (1A. ábra). A beáramló hideg levegő szükségszerűen hasonló mennyiségű meleg levegőt szorít ki, ami a barlangi tér és a falak folyamatos lehűtéséhez vezet (Racovită, 1994; Persoiu et al., 2011). Ez a kényszerkonvekció jelensége, hiszen a barlangi levegő felemelkedését az alászálló hideg levegő kényszeríti. A bejárat átmérőjétől és a hőmérséklet-különbségtől függően a kiszorított légmennyiség több tíz m<sup>3</sup>/s lehet, 10 m/s-ot meghaladó áramlási sebességgel (pl. Luetscher és Jeannin, 2004a).

Amikor a külső levegő melegebb, mint a barlangi léghőmérséklet, akkor a barlangi hideg levegő a nagyobb sűrűségű, így a nyomáskülönbség légcserét nem eredményez. Csupán az üregeken belül észlelhető gyenge konvekció (1A. ábra); ez az ún. statikus állapot. A jégbarlang és a külső környezet között ekkor csak diffúzióval zajlik hőcsere.



**1. ábra: A barlangi tér lehűlését eredményező jellegzetes évszakos légáramlások. A:** a „hidegcsapda” működési séma. Amikor a külső hőmérséklet alacsonyabb, mint a barlang hőmérséklete, a barlang könnyű „meleg” levegője felszáll a barlangból, és helyébe a külső hidegebb levegő kerül. A nyáron a sűrűségkülönbségek miatt a hideg levegő csapdába esik a barlangban, és a felszín alatti levegő rétegződése figyelhető meg. **B:** a „kéményhatás” működési séma. Amikor a külső hőmérséklet alacsonyabb, mint a barlang hőmérséklete, a barlang könnyű „meleg” levegője a felső kijáraton át áramlik ki a barlangból, és helyére az alsó bejáratnál a rendszerbe hideg levegő áramlik. Amikor a barlangi léghőmérséklet a külső léghőmérséklet alatt marad, a légáramlás megfordul. Az alsó bejáratnál negatív hőmérsékleti anomália alakul ki. A nyilak a légáramlás irányát a jelzik, a színezés pedig az áramló levegő relatív hőmérsékletét (kék: hideg /piros: meleg) illusztrálja.

A két vagy több különböző magasságban elhelyezkedő bejáratral rendelkező barlangok esetében a kéményhatás miatt, ugyancsak a barlangi és a külső környezet közötti hőmérséklet-különbség következményeként, a légáramlás iránya évszakos változást mutathat (Wigley és Brown, 1976; Fodor, 1981). Télen, amikor a barlang alsó bejáratánál a



barlangi hőmérséklet magasabb, mint a külső léghőmérséklet, a meleg levegő a felső bejárat(ok)on, mint kéményeken keresztül távozik, az alsó bejárat(ok)on át pedig hideg levegő áramlik be a barlangba (1B. ábra). Ez a folyamat ez esetben is a barlangi tér és a falak folyamatos lehűtéséhez vezet (Racovită, 1994; Persoiu et al., 2011). Nyáron, amikor a barlang levegőjének hőmérséklete alacsonyabb, mint a külső hőmérséklet, a télen a járatokba került hideg levegő nagyobb sűrűségű; és ennek következtében a nyomásgradiens megfordul. A barlangi levegő az alsó bejáraton keresztül kiáramlik a barlangból, és fenntartja az alsó bejárat körül télen kialakult hideg környezetet (1B. ábra). Ilyen járatrendszereknél a barlangi légmozgás iránya akár naponta változhat, különösen télen, a külső szinoptikus viszonyok függvényében (Obleitner és Spötl, 2011).

### **2.1.2. A barlangi jégfelhalmozódások glaciológiai típusai**

A barlangi jég eredet szempontjából két fő csoportba sorolható (i) exogén jég (behulló hó, benyomuló gleccserjég) és (ii) endogén jég (vízjég, zúzmara) (Maire, 1990; Luetscher, 2005). A többéves jégfelhalmozódások kialakulásáért felelős két legjelentősebb folyamat a barlangi környezetben a hó felhalmozódása és a víz fagyása; a gleccserjég benyomulása és a zúzmara-felhalmozódás csak kivételes példaként említhetők.

*Exogén eredetű barlangi jégtömegek:* A hóból épülő barlangi felhalmozódások sűrűsége jellemzően  $0,83 \text{ g/cm}^3$  alatti, így ezek glaciológiai szempontból a hó vagy firn (csonthó) kategóriába sorolhatók. A legvastagabb ismert barlangi hó/firn felhalmozódások vastagsága  $\sim 80 \text{ m}$  (Persoiu és Onac, 2019), ám még ez sem elegendő ahhoz, hogy a rétegterhelés okozta tömörödés miatt gleccserjég alakuljon ki. Ez esetben a fagyás–olvadás váltakozása a kompaktációt eredményező fő folyamat (Sommerfeld és LaChapelle, 1970). A felszínen firnesedett hó (Groner, 2004; Lauriol et al., 2006) vagy gleccserjég (Ford et al., 1976) közvetlenül is bejuthat a barlangba, de ez az eset nem gyakori.

*Endogén eredetű barlangi jégtömegek:* Az örökfagy zónában elhelyezkedő barlangokban nyáron a barlangba belépő nedves levegő páratartalma kifagy, és a barlang falain vastag zúzmara-lerakódások képződnek (Yonge et al., 2014, 2018). Az örökfagy zónán kívüli barlangokban a zúzmara lerakódási mechanizmusa kissé eltérő. A barlangba belépő hideg levegő elősegíti a jég szublimációját és a keletkező nedvesség kicsapódását a túlhűlt falakon és/vagy a jégfelszíneken (Persoiu, 2018c). Mindkét esetben igaz, ha a gyarapodó zúzmaralepel stabilitását veszti, az aljzatra hull, és a barlang morfológiájától és topoklimatikus viszonyaitól függően a padlón felhalmozódva vastag réteget képezhet (pl. Serendipity-barlang, Kanada). Az így keletkező jégfelhalmozódás sűrűségét tekintve hasonló a hóból épülő barlangi jégfelhalmozódások esetén leírtakhoz. A levegő páratartalmának kifagyásából táplálkozó zúzmaraképződést sok helyen megfigyelték, de

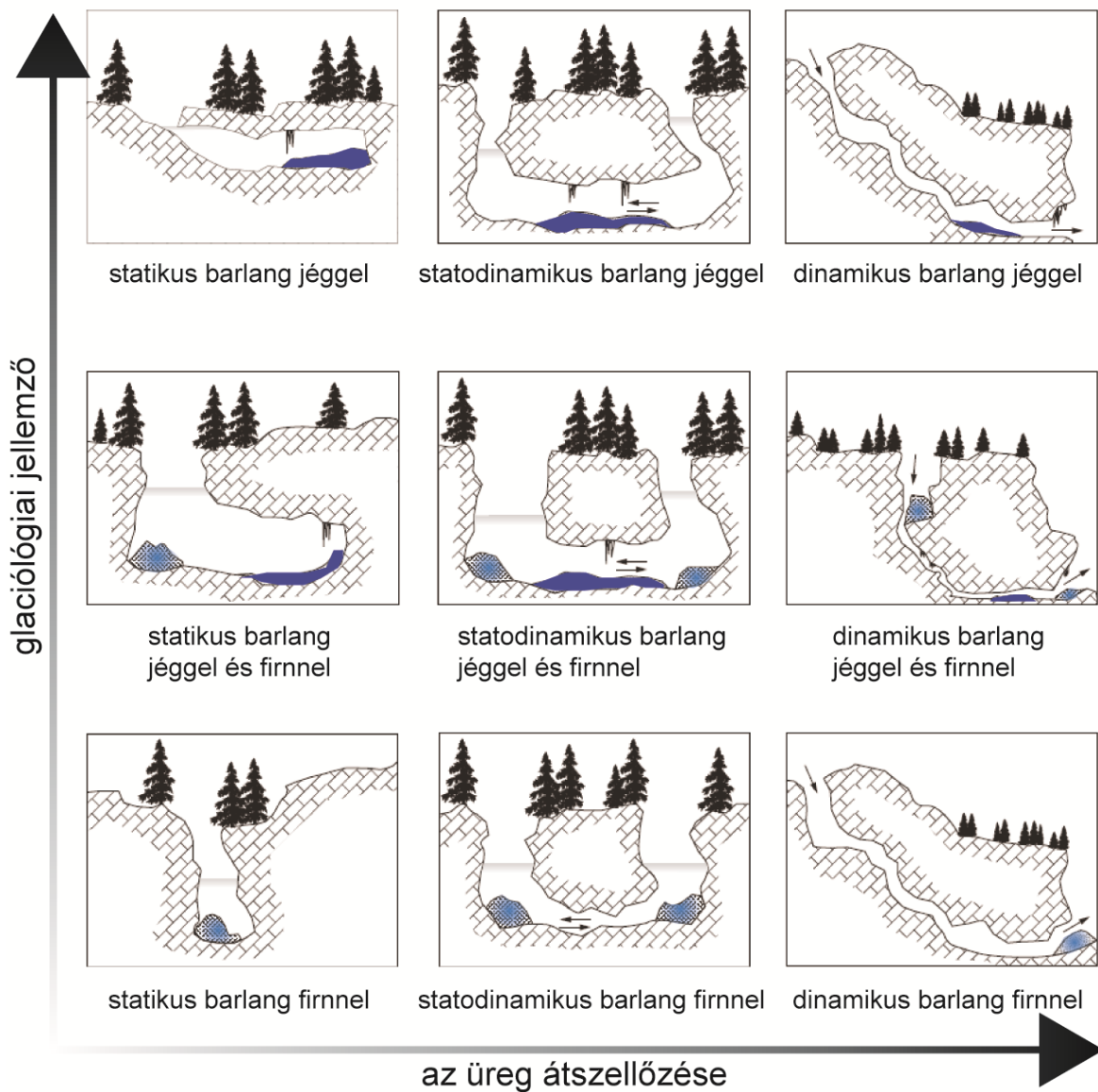
még a legtömegesebb előfordulások esetében sem ez a barlangi jégfelhalmozódás meghatározó folyamata (Yonge et al., 2014, 2018). Ezzel szemben a víz megfagyásával keletkező jég, az úgynevezett kongelációs jég sűrűsége megközelíti a 0°C-os jég sűrűségét (0,917 g/cm<sup>3</sup>). A kongelációs jég képződése történhet a beszivárgó vízből képződő vízfilm ismétlődő, egymásra rétegződő fagyásával; vagy a barlangi üregben kialakuló állóvíz felszínéről induló, és egyre mélyebb rétegeket elérő megfagyásával (tójég) (Perşoiu, 2018c). A legnagyobb barlangi jégfelhalmozódások túlnyomó többsége kongelációs folyamatok során jött létre. A beszivárgó vízből történő fagyással keletkeznek, azaz kongelációs eredetűek az álló és függő jégcseppkövek is.

## **2.2. A jégbarlangok klasszifikációja**

### **2.2.1 A jégbarlangok folyamat alapú osztályozása**

A fenti cirkulációs és glaciológiai jellemzőket szintetizálva a jégbarlangok típusainak egy, a fő folyamatokra épülő klasszifikációját állították össze (Luetscher és Jeannin, 2004b). Zúzmarra gyakorlatilag bármelyik jégbarlangban megjelenhet, így ez a jégforma a klasszifikáció szempontjából nem meghatározó (Mavlyudov 1989b). A kilenc alap-osztály (2. ábra) az intruzív firn- és gleccserjég-előfordulásokat nem tartalmazza, a csekély számú ismert példa (pl. Castleguard-barlang, Ford et al., 1976) egy további, tizedik kategóriának tekinthető (Luetscher és Jeannin, 2004b). Végül szinte csak elméleti jelentőségűnek tekinthetőek a kizárólag állandó zúzmarát őrző üregek.

A javasolt osztályozás értelmes kompromisszum a korábbi megközelítések tekintetében, és megfelel a legelterjedtebb terminológiának. Ez az osztályozás rendszerbe foglalja a légáramlás alapján meghatározott klasszikus alapsoportokat (Balch, 1900) és a jégüledék alapvetően különböző genetikai típusait (Maire, 1990; Luetscher, 2005). A klasszifikáció persze leegyszerűsít, de a gyakorlatban bármely jégbarlang és barlangi jégelőfordulás besorolható a kilenc (2. ábra) plusz egy típus valamelyikébe, így pedig a típushoz tartozó domináns jellemzőket ismerő kutató számára a rendszerben működő főbb folyamatokról alapvető információkat árul el.



**2. ábra: A jégbarlangok cirkulációs és glaciológiai jellemzőket szintetizáló osztályozása** (Luetscher és Jeannin, 2004b alapján). A vízszintes tengelyen a barlangi légdinamika megkülönbözteti azokat a barlangokat, amelyekben a lehülésért a termikus csapda a felelős, azoktól, amelyekben a kéményhatás idéz elő negatív hőmérsékleti anomáliát. A statikus, statodinamikus és dinamikus elnevezések a kényszerkonvekció jelenlétére vagy hiányára utalnak (statikus a termikus csapda esetében, és dinamikus a kéményhatás esetében). A függőleges tengely mentén elkülönülnek azok a barlangok, amelyekben a jég eredetében az exogén jég (főként firn felhalmozódás, világoskék pöttyözött) a meghatározó, azoktól, amelyeknél az endogén jég (főként kongelációs jég, sötétkék kitöltött) a meghatározó. A barlangba benyomuló felszíni eredetű firn- és gleccserjég-előfordulások egy külön, tizedik kategóriának tekinthetők.

### 2.2.2. A jégbarlangok további lehetséges osztályozásai

A teljesség kedvéért megemlíthető, hogy a jégbarlangok és barlangi jégüledékek klasszifikációjára egyéb kísérletekkel is találkozhatunk a szakirodalomban (Mavlyudov 1989b; Citterio et al., 2004a). De ezek sokszor feleslegesen túlrészletezők (pl. hét kategóriát különböztetve meg csak a barlangi hófelhalmozódás esetében); vagy olyan elméleti jelentőségű paraméterre építenek (pl. a jég szalinitása), hogy gyakorlati alkalmazásukra egyetlen példát sem lehet említeni.

A jégösszeletek stabilizotópos ( $\delta^{18}\text{O}$  és  $\delta^2\text{H}$ ) jellemzőinek komplex értékelése hatékony eszköz a firnesedés (Moser és Stichler 1980) vagy a kongelációs jégképződés (Souchez és Jouzel 1984, Lacelle 2011) során meghatározó fizikai folyamatokat azonosításhoz. Ezáltal pedig az izotóphidrológiai jellemzők segíthetnek a jégösszeletek genetikájának feltárásában. A barlangi jég esetében is igaz, hogy a stabilizotópos jellemzők segíthetnek megérteni a fagyás folyamatát, vagy tisztázni a jégüledéket felépítő víz eredetét.

Észak-Amerika nyugati részén található tucatnyi jégbarlangban klasszikus, többéves jégtípusok, mint például firn, zúzmara, vízjég stabilizotópos vizsgálatának eredményeképpen a barlangi jégüledékek vízizotópos jellemzői alapján egy három-kategóriás osztályozás bevezetését javasolták (Yonge és MacDonald 2014). Ez az osztályozás részben a barlangi jégtípusok paleoklimatológiai célokra való alkalmasságának értékelésére jött létre (Yonge és MacDonald 1999), de szemben a széles körben alkalmazott cirkulációs és glaciológiai jellemzőket szintetizáló osztályozással (2. ábra) alkalmazása egyelőre nem széleskörű. Viszont mivel a disszertáció fő részét képező esettanulmányok a vizsgált jégüledékek stabilizotópos jellemzőinek a részletes elemzését is tárgyalják (5.1.3.2.1. és 5.2.3.2. fejezetek), a Yonge és MacDonald-féle osztályozás kicsit bővebb kifejtésre is érdemes.

– Hidegcsapda (*Cold Trap*): Ezek a rendszerek cirkulációs szempontból a „statikus” típusba sorolhatók. A barlangi jégfelhalmozódás közvetlenül hóból vagy szivárgó vízből ered. A barlangok környezeti különbségei ellenére várható, hogy a barlangi jég izotópos összetétele az átlagos csapadék (csepegő víz) köré csoportosul, de a barlang felett hulló csapadékban tapasztalható évszakos stabilizotóp-változáshoz képest csillapított amplitúdóval. Ezeknek a barlangi jégüledékeknek a stabilizotópos változásai a gleccsereknél tapasztaltakhoz hasonlóan értelmezhetők.

– Hideg zóna (*Cold Zone*): Ezek a rendszerek cirkulációs szempontból a „dinamikus” típusal rokoníthatók. A jégmegjelenés térbeli kiterjedése a barlangon belül viszonylag nagy évszakos különbséget mutat. Állandó jég leginkább a bejárat közelében fordul elő. A hideg zónás barlangokban a kongelációs jégüledék és a zúzmara stabilizotóp-összetétele is a barlang leghidegebb szektora felé haladva a Rayleigh-desztilláció hatását mutatja; azaz a

delta értékek egyre negatívabbak. Egy szelvény mentén a stabilizotóp-összetételbeli változások értelmezése teljesen eltér a felszíni jégüledékeknél megszokottól.

– Örökfagy (*Permafrost*): Ahogy az elnevezés már elárulja, ilyen jégbarlangi rendszerek az örökfagy területein alakulnak ki. Ebben a kategóriában lehet a legnagyobb a (főként nyári időszakban) beáramló levegő vízgőztartalmának részleges kifagyásából keletkező zúzmara hozzájárulása a barlangi jég össztömegéhez. A barlangba áramló páradús nyári levegő gyors lehűlése nyomán a be nem fogadható vízgőztartalom kifagyásával jellemzően a helyi csapadékvíz izotóposztételénél kevésbé negatív értékeket mutató zúzmara keletkezik (Yonge és MacDonald 1999). A nyári keletkezésű zúzmara hozzájárulása a barlangi jég gyarapodásához az átlagos helyi csapadékvíznél (vagy hónál) kevésbé negatív összetételű jeget eredményez. A delta értékek jégshelvény menti ingadozása leginkább a zúzmara-hozzájárulás arányáról árulkodik.

Nagyon gyakori, hogy egy rendszerben eltérő izotópos karakterisztikával jellemezhető, azaz eltérő genetikájú barlangi jégtípusok (pl. a bejárat közelében hó, beljebb vízjégből épülő jégceppkövek) is előfordulnak (Lacelle et al., 2009; Yonge és MacDonald 2014).

Ez a háromosztályú csoportosítás az Észak-Amerika nyugati részén található jégbarlangok üledékeinek csoportosítására lehet megfelelő, de saját tapasztalataim szerint érdemi finomításra szorul, mert a mérsékeltébb éghajlatú területeken elterjedt barlangi jégtípusok sok esetben nem sorolhatók be egyik kategóriába sem. Továbbá a jég izotópos paramétereinek összetettebb kiértékelése (pl. Lacelle 2011) fontos fizikai folyamatokról árulkodó információkkal egészítheti ki a barlangi jégüledékek vízigotópos jellemzői alapján felállítható osztályozást. Ilyen összetett kiértékelésre és a stabilizotóp-összetétel alapján kialakítható kategorizálás pontosítására teszek majd kísérletet a dolgozat 6. fejezetében.

### **3. A mérsékelt övezet egy kiaknázatlan öskörnyezeti archívumának közelgő elvesztése**

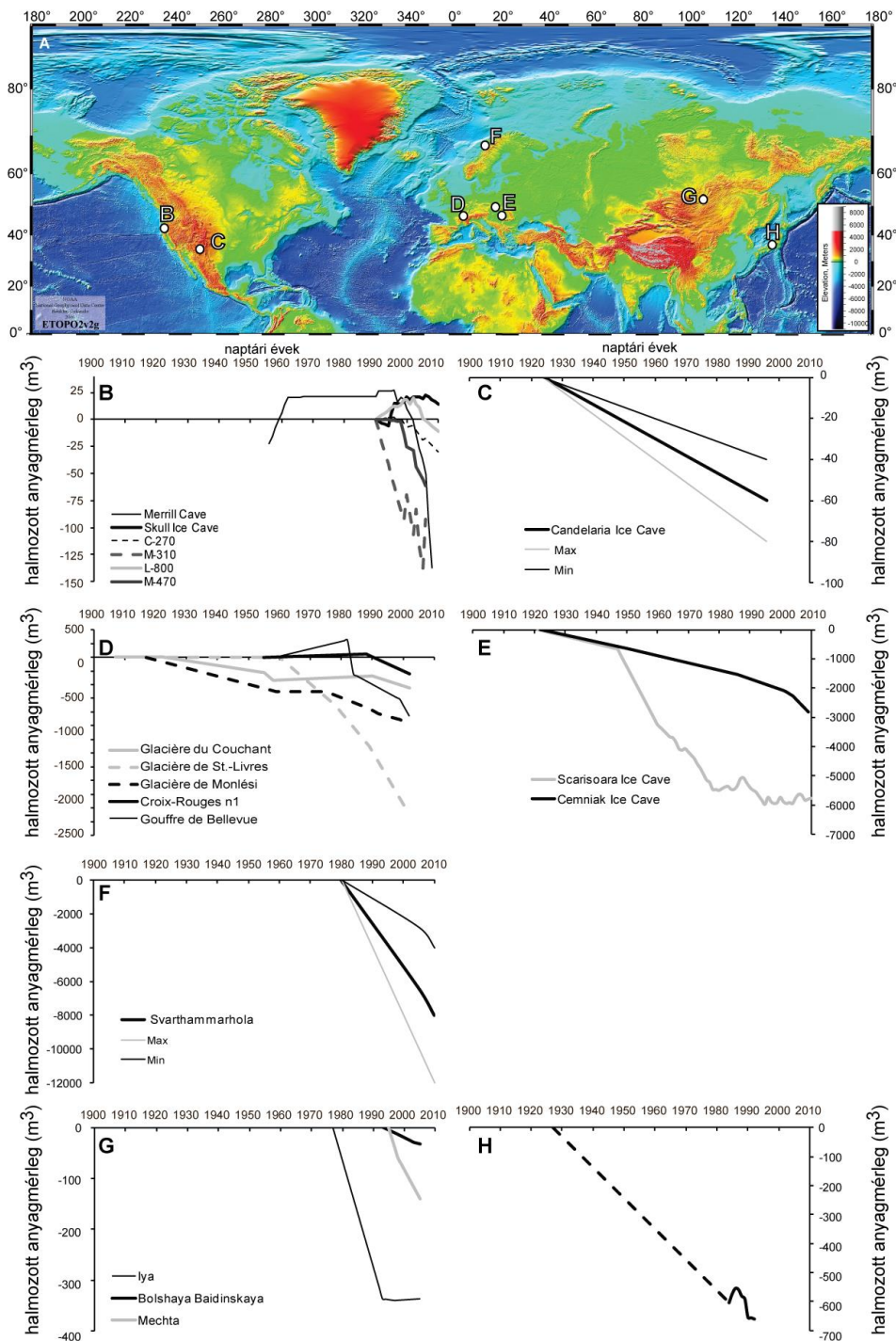
A legfrissebb becslések szerint az 1971 és 2020 közötti időszakban a földi rendszer teljes többlet-hőbevitelének mintegy 4%-a a krioszféra olvadására fordítódott (von Schuckmann et al., 2023). A jelenlegi éghajlati változások, hasonlóan a felszíni gleccserek közismert esetéhez (AMAP, 2011; IPCC, 2019), kedvezőtlenül befolyásolják a felszín alatti jégtömegek anyagmérlegének stabilitását is. A barlangi jégtestek is világszerte jelentős tömegvesztést szenvednek el. A történeti jégtérfogatra vonatkozó információkat az északi félteke 19 többéves jégüledéket őrző barlangjából egy átfogó szakirodalmi felmérés során gyűjtöttem össze (Kern és Perşoiu, 2013). A legkorábbi feljegyzések, amelyek alkalmasak voltak a barlangi jégtérfogot sokéves változásainak számszerű becsléséhez

Európában 1907-re (Luetscher et al., 2005), Észak-Amerikában 1924-re (Dickfoss et al., 1997), Ázsiában pedig 1927-re (Ohata et al., 1994) nyúlnak vissza (3. ábra). Egy kivételtől eltekintve a rendelkezésre álló több évtizedes barlangi jégtérfogat-történetek mindegyike folyamatosan csökkenő tendenciát mutat (3. ábra).

Az északi félteke három kontinensének 19 jégbarlangjára vonatkozó történeti jégtérfogat- adatok alapján ezekben a rendszerekben egy évszázad alatt mintegy 23 000 m<sup>3</sup> barlangi jégveszteség dokumentálható (Kern és Perşoiu, 2013). A felszíni jég sokszor emlegetett zsugorodásának mérőszámaival összevetve a barlangi jégveszteségnek ez az értéke rendkívül kicsinek, ha nem elhanyagolhatónak tűnik. Ez azonban ~15%-ot jelent, ha az elveszett jégmennyiséget összehasonlítjuk azon barlangok legkorábbi teljes jégtömegével, amelyekről jégmennyiség-bebecslések állnak rendelkezésre (F1. táblázat).

Ez a széles körben megfigyelhető jégpusztulási folyamat a barlangi jégfelhalmozódásokat a teljes elolvadással fenyegeti, amint azt számos korábban jégbarlangként ismert, de mára jégmentessé vált üregről szóló beszámoló fémjelzi (pl. Luetscher et al., 2005; Trofimova, 2007; Behm et al., 2009; Bočić et al., 2012, 2014). Komoly problémákat okozhat azonban már a részleges olvadás is. Az Aranyosfői-jégbarlang esetében például a felszíni (tehát főként az éghajlati változásokhoz köthető) jégveszteség a teljes becsült jégmennyiséghez (~100 000 m<sup>3</sup>, Holmlund et al., 2005) képest kicsinek tűnhet (~3,34%), de fontos tény, hogy ez a veszteség több mint 1 méternyi jégréteget jelentett, amelyet mintegy 150 évnyi jégfelhalmozódásnak feleltettek meg (Perşoiu, 2011).





**3. ábra: A barlangi jégtest térfogatváltozása 19 északi félgömbi jégbarlangban 1910 és 2010 között.** A jégbarlangok elhelyezkedése (A) és az anyagmérleg alakulása a Lava Beds NM (Kalifornia) hat jégbarlangjában (B), az új-mexikói Candelaria-jégbarlangban (C), a Jura-hegység (Svájc) öt jégbarlangjában (D), a Kárpátok két jégbarlangjában (E), a norvégiai Svarthammarholában (F), a Bajkál-régió három jégbarlangjában (G) és a távol-keleti Fuji Fuketsu barlangban (H). A függőleges tengely léptékében az egyes panelek között jelentős a különbség! A térképen a barlangok és barlangcsoportok helyének azonosítását a panelek betűkódja segíti.

Az utóbbi másfél évszázad jégüledékének hiányában így lehetetlen a jégben rögzített geokémiai/glaciokémiai jelek kalibrálása a műszeres adatokkal. Hasonló helyzettel szembesültek a Svarthamarhola (Norvégia) esetében is (Lauritzen et al., 2018). Ezek a példák egyértelműen illusztrálják, hogy a több évtizedes abláció a jégben tárolt környezeti adatok elvesztéséhez vezet. Mivel a többéves negatív tömegmérleg a jégfelület legfrissebb, legfelső részét érinti, amely olyan időszakokban rakódott le, amikor a fejlett műszeres éghajlati és levegőminőségi adatok lehetőséget nyújthatnának a jégben megőrzött környezeti jelek közvetlen kalibrálására, a múltbeli éghajlati és környezeti változások kvantitatív rekonstrukciójának lehetősége visszafordíthatatlanul elveszhet.

Ez az elmúlt mintegy 120 évben a jégbarlangokban világszerte megfigyelt drasztikus jégtömegvesztés (3. ábra) sarkallta a kutatói közösséget, hogy élénkebb erőfeszítéseket tegyen a barlangi jégben tárolt környezettörténeti adatok feltárására. Ezekben az erőfeszítésekben a mintagyűjtés szempontjából kiemelt jelentőségűek a barlangi jégtestekből kiemelt jégmagok. A következőkben a barlangi jégfúrások terén az elmúlt évtizedekben elért fontosabb eredményeket, megoldott és megoldatlan problémákat foglalom össze röviden.

## **4. A barlangi jégfúrások az elmúlt 70 évben – eredmények és kihívások**

### **4.1. Barlangi jégfúrások**

Az első tudományosan dokumentált barlangi jégmagot a Aranyosfői-jégbarlangból (Románia) nyerték 1947-ben (Şerban et al., 1948), majd az 1960-as években további kísérleteket végeztek jégmagminták kiemelésére (Şerban et al., 1967). Bár ezek az első próbálkozások csak rövid (< 1 m) jégmagokat szolgáltatottak. Noha a barlangi jégmagfúrások nem sokkal azután elindultak, hogy Grönlandon a hasonló erőfeszítések megkezdődtek (Dansgaard, 2004; Langway, 2008), de míg az ezt követő évtizedekben a sarkvidéki és magashegyi jégtestekből kiemelt jégfúratok a paleoklimatológiai ismeretek egyik legfontosabb információ-forrásává váltak, az úttörő munkákat követően a barlangi jégfúratok kiemelésére irányuló erőfeszítések több mint három évtizedre megszakadtak. A következő dokumentált jégmagot, amely az első Európán kívüli barlangi jégfúratot is képviseli, a Candelaria-jégbarlangból (Új-Mexikó, USA) nyerték 1995-ben (Dickfoss et al., 1997). Ezt követően a 21. század első évtizedeiben Európa vált a barlangi jégfúrások fő színterévé.





**4. ábra: A 2020. december 31. előtt publikált barlangi jégfuratok térbeli eloszlása.** A körök a tudományos publikációban dokumentált barlangi jégfúrési projektek helyeit jelölik. A körök színekódja a barlangonként kinyert összes jégmag teljes hosszát mutatja. A térképészlet alpi-kárpáti régiót fedő részlete a jobb láthatóság érdekében ki van nagyítva.

1. táblázat: Az elmúlt 25 évben publikált barlangi jégfúrás projektek célterületei és a kiemelt jégfuratok hossza

barlang	ország	jégvastagság (m)	furathossz (m)	hivatkozás	
Eisriesenwelt	Ausztria	~7	7,1	May et al., 2011	
Mammut-barlang		~7	6,5	Kern et al., 2011a	
Hundsalm-barlang		>7	1,5	Sattler et al., 2013	
Vukusič-jégbarlang	Horvátország	>10	2,5	Kern et al., 2011b	
Schellenberger-jégbarlang	Németország	n.a.	8	Maggi et al., 2020	
LoLc1650	Olaszország	~15	1,20	Citterio et al., 2004b	
Vasto-jégbarlang		8,3	7,8	Colucci et al., 2016b	
Leupa-jégbarlang		n.a.	~1	Colucci et al., 2017	
Pecina-jégbarlang	Montenegro	n.a.	1,99	Kern et al., 2007a	
Svarthamarhola	Norvégia	~20	5	Lauritzen et al., 2005	
Eszkimó-jégbarlang	Románia	~20 <sup>a</sup>	6,67	Kern et al., 2004	
			8,26	Maggi et al., 2008	
			4,87	Bădăluță et al., 2020	
Aranyosfői-jégbarlang		>22	22,53	Holmlund et al., 2005	
			25,3	Bădăluță et al., 2018	
Porcika-jégbarlang		~21	2,05	Kern et al., 2007b	
Aszkinszkaja-jégbarlang	Oroszország	n.a.	2	Trofimova et al., 2020	
Kinderlinszkaja-barlang		n.a.	2		
Dobsinai-jégbarlang	Szlovákia	26,5	13,93	Vrana et al., 2007	
Snežna-barlang	Szlovénia	n.a.	2	Carey et al., 2020	
Monlési-jégbarlang	Svájc	12-15	1,7 <sup>b</sup>	Luetscher et al., 2007	
Candelaria-jégbarlang	USA	~4,5	1,88	Dickfoss et al., 1997	
Cave 29			<3	2	Onac et al., 2018
				0,59	Onac et al., 2020

<sup>a</sup>: Maggi et al., 2008 alapján; <sup>b</sup>: gőzfúrással 8,5 m mélységig; <sup>c</sup>: (n.r.) – nincs részletezve

Az elmúlt 25 évben 23 fúrési projektre került sor 20 jégbarlangban (1. táblázat), és a kinyert jégmagok teljes hossza ~141 m. A tudományos irodalomban dokumentált barlangi jégfúrési kampányok egy kivételével az északi félteke mérsékelt övezetében zajlottak (4. ábra). Az egyetlen sarkvidéki szélességet képviselő barlangi jégmagot a Svarthammarholában (Norvégia) emelték ki (Lauritzen et al., 2005, 2018). A 2021 előtt publikált barlangi jégmagok az Északi-Mézőközpok ( $n = 4$ ), a Déli-Mézőközpok ( $n = 4$ ) és az Erdélyi-szigethegység ( $n = 6$ ) területén csoportosulnak (4. ábra). Egyazon barlangi jégblokkból több jégmagot mindeddig csak Romániában és a Cave 29 jelű új-mexikói (USA) barlangban emeltek ki (1. táblázat).

Figyelembe véve a barlangi eljegesedések elméletileg lehetséges és igazolt földrajzi elterjedését (Mavlyudov, 2008; 2018a), Európa jelenlegi felülreprezentáltsága (4. ábra) nem tükrözi a világon ismert jégbarlangok területi eloszlását. A barlangi jég kutatásában, beleértve a barlangi jégösszletek fúrásos mintavételezését is, Európán kívül is nagy lehetőségek rejlenek. Érdekes, hogy a 2020-ban publikált hat barlangi jégfúrési projektből hármat Európán kívüli jégbarlangokban végeztek (Cave 29, Új-Mexikó, USA – Onac et al., 2020, Kinderlinszkaja és Aszkinszkaja barlangok, Oroszország – Trofimova et al., 2020) (1. táblázat). Ez jelezheti, hogy a közeljövőben a jégbarlangok földrajzi elterjedési területének Európán kívüli részein is megélnéülhetnek a barlangi jégfúrési projektek.

A 23 jégmagfúrési projektből tizenháromban gépi működtetésű fúrófejet alkalmaztak, nyolc projektben pedig egyszerű kézi fúróeszközt használtak, egy esetben nem közöltek a fúrési módszerről részleteket (Kern és Perşoiu, 2022). Mivel a legnagyobb jégbarlangok közül több esetben (pl. Aranyosfői-jégbarlang Romániában, Eisriesenwelt Ausztriában) bizonyos szakaszokat látogathatóvá tettek, a kiépített elektromos hálózat lehetőséget adott, hogy ezekben a barlangokban villanymotorral hajtott fúróberendezést működtessenek. Az elektromechanikus fúróberendezések alkalmazásával, érthető okokból, jellemzően hosszabb jégfuratokat sikerült kiemelni (F1. ábra). Csak gépi fúróberendezéssel sikerült 7 méternél mélyebbre hatolni. Tíz méternél hosszabb jégfuratot pedig mindezülig csak a Dobsinai-jégbarlang (Dobšinská ľadová jaskyňa, Szlovákia) (Vrana et al. 2007) és az Aranyosfői-jégbarlang (Holmlund et al., 2005; Bădăluţă et al., 2018) központi jégblokkjából sikerült kinyerni.

A barlangi környezetre jellemző teljes vagy részleges sötétség, valamint egyes barlangi jégtömbök bejáratától távoli elhelyezkedése általában lehetetlenné teszi a magashegyi környezetben előszeretettel és sikeresen alkalmazott, napenergiával működő fúróeszközök (Ginot et al., 2002) használatát. Csupán egy projektben (Monlési-jégbarlang, Svájc) használtak napenergiával működő fúróberendezést (Luetscher et al., 2007). A barlangok rossz szellőzése, nevezetesen az egészségügyi kockázat és a barlang szennyezésének

kockázata a kipufogógáz miatt, az aggregátorral, helyben előállított elektromos energia alkalmazását is akadályozza. Ilyen megoldásra is csupán egyetlen példa említhető; amikor az Eszkimó-jégbarlangnál (Ghețarul de la Focul Viu, Románia) egy barlangon kívül elhelyezett aggregátort üzemeltettek (Maggi et al., 2008; Bădăluță et al., 2020). Mindezen nehézségek, továbbá egyes jéges termek szűk járatokon át való megközelíthetőségének korlátai (pl. Kern et al., 2011a) miatt sok esetben a kézi erővel működtetett eszköz alkalmazása volt az egyetlen, tekintetbe vehető fúrási lehetőség.

## 4.2. A jégmagfúrások során tapasztalt főbb technikai kihívások és megoldási javaslatok

A barlangi jégmagfúrási projektek leggyakoribb célja az volt, hogy a jégösszlet geokémiai elemzésével olyan proxy-idősorokat állítsanak elő, amelyek felhasználásával rekonstruálható a barlang környékén uralkodó éghajlati/környezeti állapotok múltbeli változékonysága. Erre tekintettel, a barlangi jégfelhalmozódásokból kinyert "legjobb" jégmagoknak a jégrétegek zavartalan sorozatát kell tartalmazniuk, a fúrás során keletkezett üledékhézagok nélkül (Kern és Perșoiu, 2022). Mindezek kihívást jelentenek magának a jégnek és a jégtömböknek a tulajdonságai, a lerakódás után lejátszódó folyamatok, valamint a hideg, sötét és távoli környezetben történő fúrás nehézségei miatt. A barlangi jégfúrások során tapasztalt leggyakoribb technikai kihívásokról és megoldási javaslatokról készített áttekintő tanulmány (Kern és Perșoiu, 2022) legfontosabb megállapításait az alábbiakban összegzem.

A jég nagy sűrűsége és a fúróberendezések (általában) csekély teljesítménye kis behatolási sebességet eredményez. A legtöbb barlangi jégtömböt felépítő tiszta jég és a szennyeződések rétegeinek egymásra települt sorozata olyan üledékes szerkezetet eredményez, amelyben az egyes rétegek közötti kohézió viszonylag kicsi, és amely hajlamos a nyírásra, így gyengébb minőségű jégmagokat eredményez. A szennyeződések kifagyásos barlangi ásványokat és felszínről behordódott üledékeket egyaránt tartalmaznak. Továbbá a barlangi jégtömbök mind a gleccser-, mind a karszt-specifikus folyamatok által alakított dinamikával rendelkeznek (Perșoiu, 2018c). A jég nagyfokú plaszticitása, a barlangfenék általában lejtős topográfiájával és a jég alatti törések esetleges jelenlétével együtt a teljes jégtömeg lassú, áramlászerű mozgásához vezet. Az áramlási dinamikát tovább bonyolítja a jégtömbök talpán és oldalainál tapasztalható egyenetlen olvadás. Ennek következtében a jégrétegek megdőlése gyakori jelenség, sőt szélsőséges esetekben a kibillenés eredményeképp akár 90 fokos dőlésű rétegzettséggel is találkozhatunk (Perșoiu és Pazdur, 2011; Spötl et al., 2014; Racine et al., 2022a). Továbbá, mivel a jégbarlangok többsége a 0 °C-os évi középhőmérsékletet kijelölő izoterma magasságához közel vagy jóval az alatt helyezkedik

el, az éves olvadás a jégtömbök felszínét és oldalait egyaránt érinti, és a szélsőséges ablációs események esetleg több évnyi jégfelhalmozódás olvadását okozzák (Colucci et al., 2016a; Colucci és Guglielmin, 2019; Perşoiu et al., 2021).

A jégbarlangi monitoring programok során gyűjtött adatok alapján a barlangi jég hőmérséklete általában  $-4$  és  $0$  °C között van (Luetscher et al., 2008; Strug et al., 2008). Az olvadásponthoz közeli jég fúrása rendkívül nehéz elektromechanikus fúrókkal, mert ahogy a fúró behatol a meleg jégbe, a vágási felület mentén a jég megolvad, majd újrafagyva a vágógyűrű felszínére tapad (Murariu et al., 2013), és a fúró teljesítménye gyorsan romlik egy olyan pontig, ahol a behatolás leáll (Talalay et al., 2015). Gyakorlati megoldásként a fúróberendezés gyakoribb megállítását és a magtároló egység tisztítását javasolták (Murariu et al., 2013). A jég kitisztítása után folytatható a fúrás. Ezt a megközelítést az utóbbi évek barlangi jégfúrési projektjeiben Romániában eredményesen alkalmazták.

A barlangi jéggrétegekben gyakran megfigyelhető nagyméretű klasztikus és szerves törmelék, amely egy másik, a felszíni jégtesteknél ritkán tapasztalt nehézséget okoz. A klasztikus törmelék a fagyaprózódás terméke, amely a barlangfalak intenzív pusztulásához és a különböző méretű mészkődarabok folyamatos felhalmozódásához és ezt követő, jégbe való beágyazódásához vezet. A nagyméretű szerves törmelék jellemzően barlangba került fatörzs vagy tuskó. A barlangi jégfúrési projektek gyakran számoltak be arról, hogy az ilyen, a jégbe ágyazott sziklás (Luetscher et al., 2007; Vrana et al., 2007; Sattler et al., 2013; Bădăluță et al., 2020) vagy fás (Kern et al., 2004, 2011b) törmelék problémákat okozott, vagy teljesen leállította a fúrési kísérletet. A durva sziklás törmelék viszonylag rövid idő alatt elkoptathatja a fúrófej vágóélét, ezért a terepen könnyen cserélhető vágófogrendszerre lehet szükség (Murariu et al., 2013). A fúrési hely keresésekor nyilvánvalóan el kell kerülni az átlátszó jégben kis mélységben látható sziklákat vagy fatörzseket. A jégtömb mélyebb rétegeinek felmérése azonban rendkívül hasznos lehet a fúrési hely kiválasztása előtt. A talajradar (GPR) képes a jég belső szerkezetének és aljzati topográfiájának feltérképezésére (Hausmann és Behm, 2011; Colucci et al., 2014; Gómez Lende et al., 2016; Munroe, 2021). A jégtömb GPR-felmérése nemcsak a barlangi jégbe ágyazott kőtömböket tartalmazó szektorok elkerülését segíti, hanem információt nyújt a jégbarlangi üledékek vastagságáról is, ezzel támogatja a barlangi jégüledékből kinyerhető leghosszabb jégfurat kiemelésére legalkalmasabb fúrési hely kijelölését.

## 5. Esettanulmányok

Az elmúlt csaknem 20 évben öt ország kilenc jégbarlangjában folytattam adatelemzésnél összetettebb kutatásokat. A terepi és labormódszereket is alkalmazó kutatómunka elsősorban barlangi monitoring vizsgálatokat, valamint a jégösszletből gyűjtött minták geokémiai és geokronológiai elemzését foglalta magába. A jégbarlangi kutatások terepi és laboratóriumi szakaszának szervezésében, kivitelezésében, majd az adatok értelmezésében is vezető szerepem volt. Ezek közül a jégbarlangi projektek közül két kiemelt helyszín, amelyekhez több évnnyi kutatómunka kapcsolódik, a horvátországi Velebit (5.1. fejezet) és az ausztriai dachsteini Mammuth-barlang (5.2 fejezet). Ezeket választottam, hogy az évek alatt összegyűjtött adatokat és ismereteket szintetizálva a disszertációban esettanulmányokon keresztül bemutathassam az elvégzett kutatómunka fontosabb eredményeit. A bemutatott eredmények mind a PhD fokozat megszerzését követően publikált elsőszerzős tanulmányaimhoz kapcsolódnak.

Az egyik legfontosabb kérdés a felszín alatti jégüledékek és azok paleoklíma-archívumként való lehetséges felhasználásának vizsgálatakor az üledékösszlet felhalmozódási idejének tisztázása (Luetscher et al., 2013). Központi kérdés lévén, a barlangi jégüledék felhalmozódási idejének vizsgálata ez mindkét, a disszertációban bemutatásra választott kutatásban kiemelt szerephez jut.

A felszínközeli barlangi jégüledékek keltezésére számos geokronológiai módszer alkalmazható (Luetscher et al., 2007; Kern, 2018). Az elérhető módszerek széles tárházából a radiokarbon ( $^{14}\text{C}$ ) elemzés vált az elsődleges eszközzé a barlangi jégüledékek felhalmozódási idejének vizsgálatában; legalábbis ahol a jégüledékben elegendő szerves maradvány található (pl. Hercmann et al., 2010; Perşoiu és Pazdur, 2011; Sancho et al., 2018; Spötl et al., 2014; Gradziński et al., 2016; Perşoiu et al., 2017; Munroe et al., 2018; Munroe, 2021; Racine et al., 2022a,b). Azonban a magashegyi karsztos környezetben a bejárattól távol kialakult barlangi jégtestek felhalmozódási idejének meghatározása gyakran nagy kihívás a megfelelő szerves maradvány viszonylagos hiánya miatt (Citterio et al., 2004a; May et al., 2011).

### 5.1. Eredmények a Velebit (Horvátország) barlangi jégüledékeinek kutatásából

Délkelet-Európa karsztterületein számos üreg ad otthont többéves jég- és hófelhalmozódásoknak (Barović et al., 2018; Buzjak et al., 2018; Pennos et al., 2018; Temovski, 2018; Nešić és Čalić, 2018). A régió barlangi jéglerakódásainak koráról azonban csak nagyon kevés adat áll rendelkezésre. Már a korai megfigyelések nyomán

megfogalmazták, hogy a barlangi jégüledékek nem egyszerűen átnyaraló hófelhalmozódások. A Trogrla-jégbarlangban (Kamešnica-hegység, Horvátország) három méterrel a firnfelhalmozódás felszíne alatt talált agancs alapján, amelyet a területen már "réges-régen" kihaltnak tekintett szarvasfaj maradványának azonosítottak, azt feltételezték, hogy az agancsot bezáró hórétegek "ősi időkből származnak" (Girometta, 1935). Modern értelemben vehető számszerű geokronológiai információ még a közelmúltig is csupán elvétve állt rendelkezésre Délkelet-Európa barlangi jégüledékeiből (Horvatinčić, 1996; Citterio et al., 2005; Paar et al., 2013; Staut et al., 2016).

A jeges barlangi üledékek előfordulása szempontjából a délkelet-európai régió belül is kitűnik a horvátországi Velebit. A Velebit területén jelenleg 230 tartósan jeget és/vagy havat őrző barlang (túlnyomórészt aknabarlang) ismert (Buzjak et al., 2018). A jégbarlangok területi sűrűsége a Velebit északi részén a legnagyobb (akár 20-25 jégbarlang/km<sup>2</sup>). A terület jégüledéket rejtő barlangjairól beszámoló első tudományos közlemények már több mint 100 éve megjelentek (pl. Franić, 1898; Hirc, 1923).

Mindezek ellenére a 20. század második felében jobbra csak a térképezési és leíró jellegű kutatómunkákban kerültek elő a velebiti jégbarlangok (Božičević, 1971; Garasić, 1980; Jalžić et al., 1992-93). A jégüledékekből kinyerhető öskörnyezeti információ megismerésére egészen a múlt század végéig viszonylag szerény kutatási erőfeszítés irányult (Horvatinčić, 1996; Jelinić et al., 2001).

Az utóbbi időben növekvő számban jelentek meg beszámolók a Dinári-Karszt jégbarlangjaiban (is) tapasztalt nagymértékű jégvesztésről (Bočić et al., 2008, 2014; Kern et al., 2008; Bakšić et al., 2013; Perşoiu et al., 2021), sőt egyes barlangi jégtestek teljes eltűnéséről (Bočić et al., 2012, 2014; Buzjak et al., 2018). A jégüledékekkel együtt eltűnő környezettörténeti információ megmentésének igénye a kutatási erőfeszítések megélénkülését is magával hozta. A Velebit zsugorodó barlangi jégrétegeiben számos, szervesanyagban gazdag réteget figyeltek meg, amelyek kimondottan jó lehetőséget kínálnak a barlangi jégrétegek felhalmozódási idejének becslésére.

### **5.1.1. A Velebit elhelyezkedése és éghajlati jellemzői, különös tekintettel a barlangi jég szempontjából fontos mutatókra**

A Velebit vonulata 145 km hosszan húzódik az Adriai-tenger keleti partján. (5. ábra). Legmagasabb pontja 1757 m. Az északi Velebit legnagyobb részét karbonátos kőzetek, főként jura mészkövek, felső paleogén és alsó neogén mészkő breccsák alkotják (Mamužić et al., 1969; Velić és Velić, 2009). Az északi Velebit területe egy magas karsztfennsík, amelyet számos, kisebb gerinckel elválasztott karsztos mélyedés tagol (Paar et al., 2019). A karbonátos kőzetekből felépülő Velebit erősen karsztosodott, számos felszíni

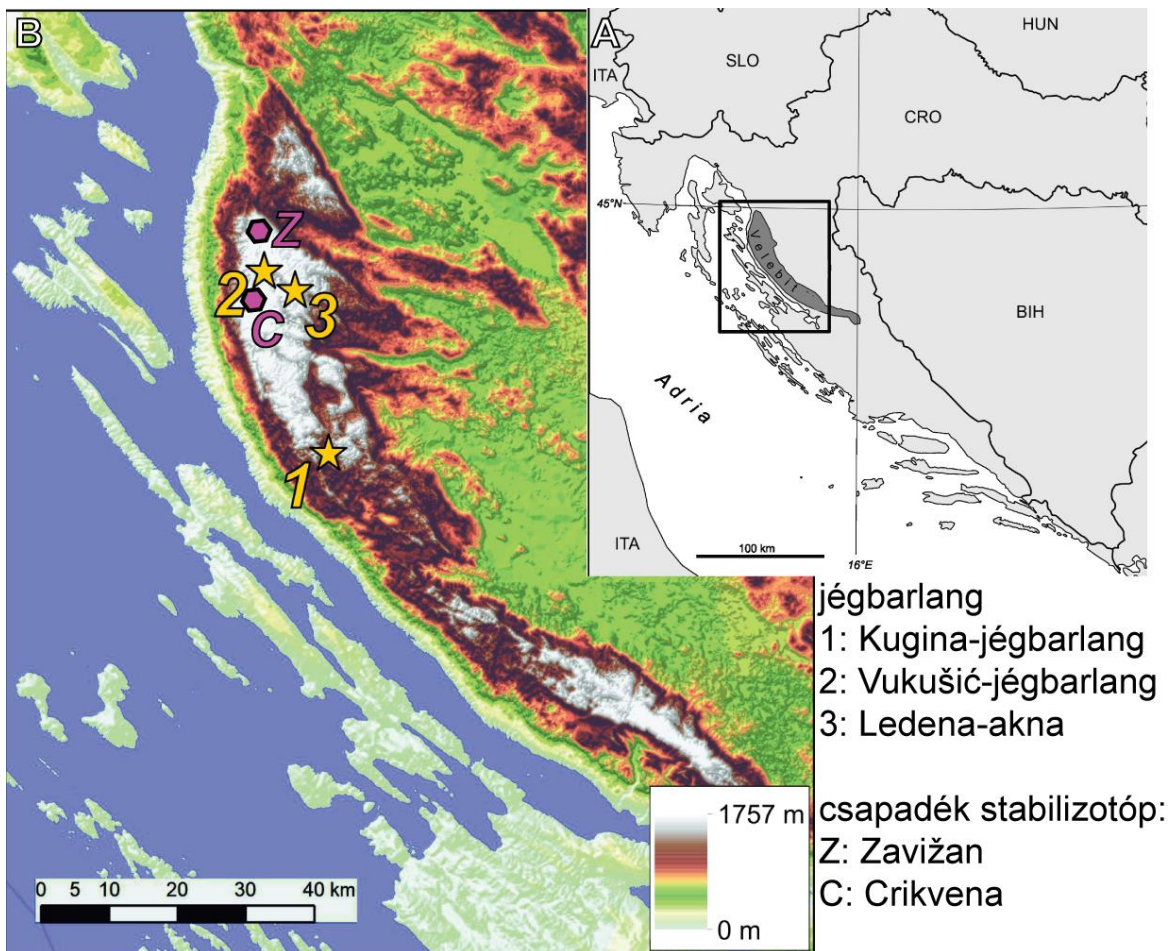
karsztformával és sok függőleges barlanggal találkozhatunk a területén (Bakšić és Paar, 2006; Bakšić et al., 2013). A legmélyebb (-1421 m) barlangrendszer a Lukina jama–Trojama, a leghosszabb (26 km) pedig a Kita Gačešina–Draženova puhaljka rendszer volt 2006-ban.

Sok velebiti aknabarlangban, körülbelül 100 m mélységig, az átlagos barlangi léghőmérséklet megközelítően 0 °C, és ezekben a járatokban a hó és a jég előfordulása viszonylag gyakori (Buzjak et al., 2011; 2018). A hó és jég megjelenése a bejárati szint alatt az 50 és 500 méter közötti távolságban jellemző (Buzjak et al., 2011). A Patkov gušt (Bakšić et al., 2013) és a Lukina jama–Trojama barlangban -550 m mélységben is észleltek jégmegjelenést, ami alapján ezek a legmélyebb jég- és hólerakódások a világon (Buzjak et al., 2018).

Az 1500 m szint felett nedves boreális éghajlat (Köppen Df típus) uralkodik, az alacsonyabb részeken pedig mérsékelt nedves éghajlat (Cfb) uralkodik, amelyet elsősorban a domborzat határoz meg (Zaninović, 2008). A magasabb fekvésű területeken a hűvösebb körülmények és a nagy mélyedésekben kialakuló erős hőmérsékleti inverziók kedveznek a jég és a hó felhalmozódásának a karsztos mélyedésekben, például a mély hegyi dolinákban, barlangokban és gödrökben (Buzjak et al., 2014; 2018).

Éghajlati adottságokat tekintve elmondható, hogy az éves középhőmérséklet 1000 m tengerszint feletti magasságig ~5,5 °C, míg a legmagasabb régióban 3,5 °C-ra csökken. A leghidegebb hónapok a január és a február (-2 és -5 °C között), a legmelegebb pedig a július (12 és 16 °C között). A Zavižan állomás megfigyelései alapján a keleti és a nyugati irányú szél dominál (a szélirányok teljes eloszlásának 37,4%-a, illetve 21,7%-a). A keleti szél (bora) mindig száraz. A nedves levegőt és a csapadékot az advektív nyugati szelek hozzák a területre (Zaninović, 2008).





**5. ábra: A vizsgált jégbarlangok elhelyezkedése.** A: A Velebit elhelyezkedése a Dinári-karsztvidéken. A B panelben kinagyított terület helyét fekete téglalap jelöli. B: A domborzatmodellen a vizsgált barlangok helyét csillag, a csapadék stabilizotóp-összetételének jellemzéséhez használt állomások helyét hatszög jelöli.

A Velebit északi és középső részén az éves csapadékmennyiség eléri a 3000 mm értéket. Hó október elejétől május végéig hullhat. Az év nagyjából felében (~47%) legalább 1 cm hótakaróra számíthatunk a Velebit északi részén, az év 36%-ában legalább 30 cm-es hótakaróra lehet számítani, és a napok 31%-ában a hótakaró vastagsága meghaladja az 50 cm-t (Gajić-Čapka, 1996). A Zavižan állomáson 1953 és 1993 között észlelt átlagos napi hóvastagság-adatok kumulatív gyakorisági eloszlása alapján a hótakaró legnagyobb vastagsága általában 32 és 123 cm között alakult, és tíz térből legalább egyszer akár 200 cm-nél vastagabb hótakaró is létrejött (Gajić-Čapka, 1996). A függőleges bejáratú velebiti jégbarlangok esetében a hó fent részletezett mennyisége és tartóssága fontos tényező (Buzjak et al., 2014, 2018). A hó közvetlenül is behullhat a barlangok bejáratú aknáiba, vagy közvetve a környező fákról és lejtőkről lecsúszva halmozódik fel. A felszínen elolvadva pedig nagy

mennyiségű vizet biztosít, amely a hideg barlangrészekbe szivároghatva kongelációs jég képződését eredményezheti (Mavlyudov, 2018b; Persoiu, 2018c).

A jelentős mennyiségű csapadék, azon belül is a hó, valamint az alacsony hőmérsékletű időszakok jelentős hossza a fő éghajlati tényezők, amelyek a velebiti barlangokban az állandó jég felhalmozódásának elsődleges előfeltételeit jelentik. E kezdeti felhalmozódás nélkül az északi Velebit-barlangok hőmérséklete néhány fokkal 0 °C fölött alakulna (Buzjak et al., 2011). A kezdeti felhalmozódás aztán megteremti a jég egész éves fennmaradására alkalmas mikroklimatikus feltételeket (Buzjak et al., 2018). A barlang áthűlt falain kialakuló hólepel és jégkéreg a nyári időszakban a felszínről érkező melegebb levegő és víz hatására a falakról leválik, és a mélyebb zónákba hullik. Ez az egyik mechanizmus, amellyel a jég nagy mélységben, akár 550 m-en, megfigyelt előfordulását magyarázzák (Buzjak et al., 2018).

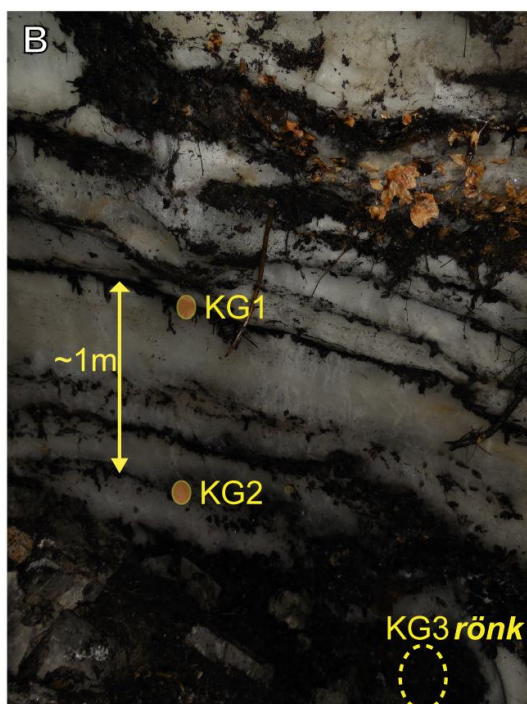
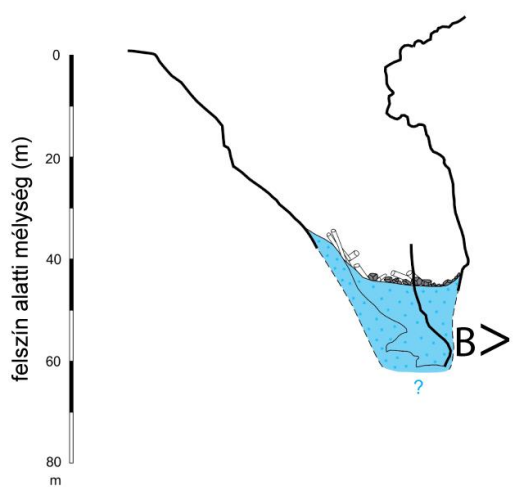
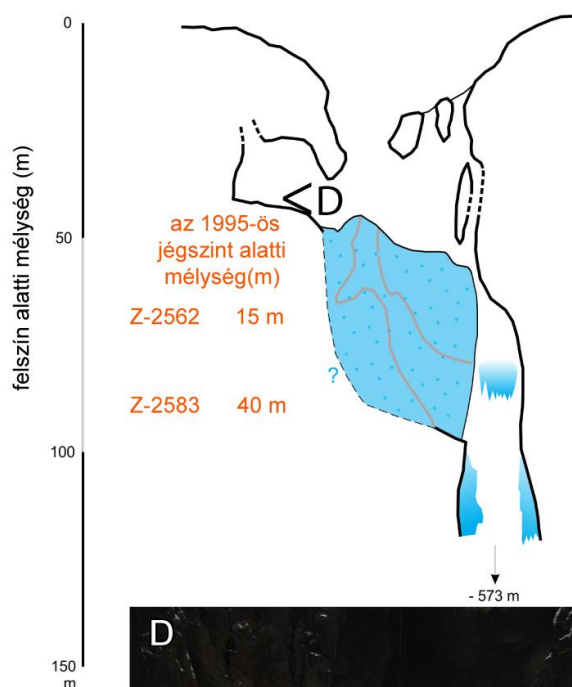
## **5.1.2. Növényi makromaradványok radiokarbon-kora és a jégfelhalmozódási időszakok a Velebitben**

Két velebiti jégbarlangban 11 növényi maradványból sikerült mintát gyűjteni a 2008 és 2018 közötti időszakban. A jégösszletekből gyűjtött levél- és famaradványok <sup>14</sup>C elemzésre kerültek. Ezen kívül egy harmadik helyszínről korábban publikált jégből gyűjtött famaradványok <sup>14</sup>C eredményeit is újrakalibráltam és elemzésbe vontam. A növényi maradványok elhalásának és a barlangba kerülésének, ill. barlangi jégbe való betemetődésüknek az idejét igyekeztem közelíteni a <sup>14</sup>C korok alapján.

### **5.1.2.1. A helyszínek és a vizsgált minták leírása**

#### **5.1.2.1.1. Kugina-jégbarlang**

A Kugina-jégbarlang (Kugina ledenica, 44,61°N, 15,08°E, 1140 m tszfm) a Velebit déli részén található. 2004 július végén fedezték fel (Bočić, 2005). A bejáratot környező erdőállomány uralkodó fafaja a bükk (*Fagus sylvatica* L.). Egyszerű geometriájú barlang, egyetlen nagy bejáratral (43 × 27 m) és egy nagy teremmel, amelynek alján egy 15 m széles jégdugó található (6A. ábra). Morfológiai adottságait és a jégüledék jellemzői alapján a folyamat alapú klasszifikáció szerint (Luetscher és Jeannin, 2004b) statikus barlang firn üledékkel (2. ábra). A jégösszlet ismert mélysége kb. 20 m. A jégdugó ~40 m mélységtől 61 m mélységig terjedt, és a becsült jégtérfogat 2004-ben kb. 1500 m<sup>3</sup> volt. A lelőhely sajátos jellemzője a jégbe ágyazott fatörzsek nagy száma (Bočić et al., 2014).

**A** Kugina-jégbarlang**C** Ledena-akna

**6. ábra:** A Kugina-jégbarlang és a Ledena-akna keresztmetszete és a jégüledéküket bemutató reprezentatív képek. **A:** a Kugina-jégbarlang keresztmetszete (Bočić, 2005 után). **B:** A radiokarbon elemzésre gyűjtött növényi minták rétegtani elhelyezkedése a Kugina-jégbarlangban. A B panelen látható kép nézőpontját az A panel keresztmetszetén B> jelöli. **C:** a Ledena-akna keresztmetszete (Jelinić et al., 2001 után). **D:** a Ledena-akna bejárata alatt elhelyezkedő firnkúp 2008 őszi állapotában. A D panelen látható kép nézőpontját a C panel keresztmetszetén <D jelöli.

A 2014-es felmérés során a jégfal hozzáférhető alsó szakaszán két erőteljesebb, szerves anyagokban gazdag horizontból 10-20 bükklevélből álló mintákat sikerült begyűjteni. A KG2 minta a jégfal aljához közel, a jégblokk alja felett ~1 m-rel, a KG1 minta pedig további ~1 m-rel a KG2 fölül származik (6B. ábra). A jégfelszín alatti pontos mélység azonban csak bizonytalanul becsülhető, mivel a jégblokk lejtős felső részén nem volt éles perem. Egy másik nagyobb és egy kisebb szervesanyagban gazdag horizont is megfigyelhető a KG1 és KG2 minták által képviselt és megmintázott rétegek között, és további hasonló horizontok is láthatóak a jégfal magasabb szakaszain (6B. ábra). Ezek a rétegek a barlangi jég felhalmozódásának rövidebb szüneteit jelezhetik. Ezenkívül a jéglerakódás alján és környékén található számos fatörzs közül kettőből sikerült mintát venni (KG3, KG4). A faanyag mikro- és makroszkopikus szöveti jellemzői alapján KG3 mintát jegenyefenyőnek, KG4 mintát bükknek azonosítottam (F2. ábra).

#### 5.1.2.1.2. Ledena-akna

A Ledena-akna (Ledena jama u Lomskoj dulibi, 44,74°N, 15,03°E, 1235 m tszfm) egy térd alakban megtört, 536 m mély aknabarlang (Jelinić et al., 2001; Bakšić et al., 2013). Bejárata a Lomska duliba gleccservölgyben nyílik. A bejárati akna egy nagy jégtestet őriz, amely 50 m mélységtől 90 m mélységig terjed, és ~20-30 m átmérőjű (6C,D. ábra). A jégtest összetett genetikájú; hóból, firnből és beszivárgó víz megfagyásával képződött rétegek építik fel (Buzjak et al., 2014). A jégtestet változatos anyagú (talaj- és kőzettörmelék, falevél, ágak és csontok) rétegek tagolják (Buzjak et al., 2014). Morfológiai adottságai és a jégüledék jellemzői alapján a folyamat alapú klasszifikáció szerint (Luetscher és Jeannin, 2004b) statikus barlang firn- és jégüledékekkel (2. ábra).

A barlangkutatások során 1995-ben kilenc szinten gyűjtöttek jégmintákat tríciumelemzés céljára, és a jégtömb oldalfalából két, 15 és 40 m mélységben talált faágból vettek mintát <sup>14</sup>C elemzésre (Horvatinčić, 1996). A legnagyobb tríciumaktivitást (2,8 Bq/L) a felszín alatt 3 m mélyen gyűjtött mintában találták. Ezt a csúcserteket az 1960-as évek közepén a termonukleáris fegyverekkel végzett kísérleteket követően megnövekedett légköri aktivitás maximumának (Araguas-Araguas et al., 1996) tulajdonították (Horvatinčić, 1996). A radiometrikus koradatok alapján a barlangi jég felhalmozódásának kezdetét, állandó jégfelhalmozódási sebességet feltételezve, 450 ± 100 évre becsülték (Horvatinčić, 1996; Horvatinčić és Krajcar-Bronić, 1998). Később a helyi csapadék tríciumaktivitását modellezve, és az 1995-ös jégminták <sup>3</sup>H-aktivitását a modell eredményeihez igazítva az 1963-as referenciahorizont valószínűsíthető helyét az 1995-ös felszín alatt 3,75 m-re lehetett pontosítani (Kern et al., 2008).



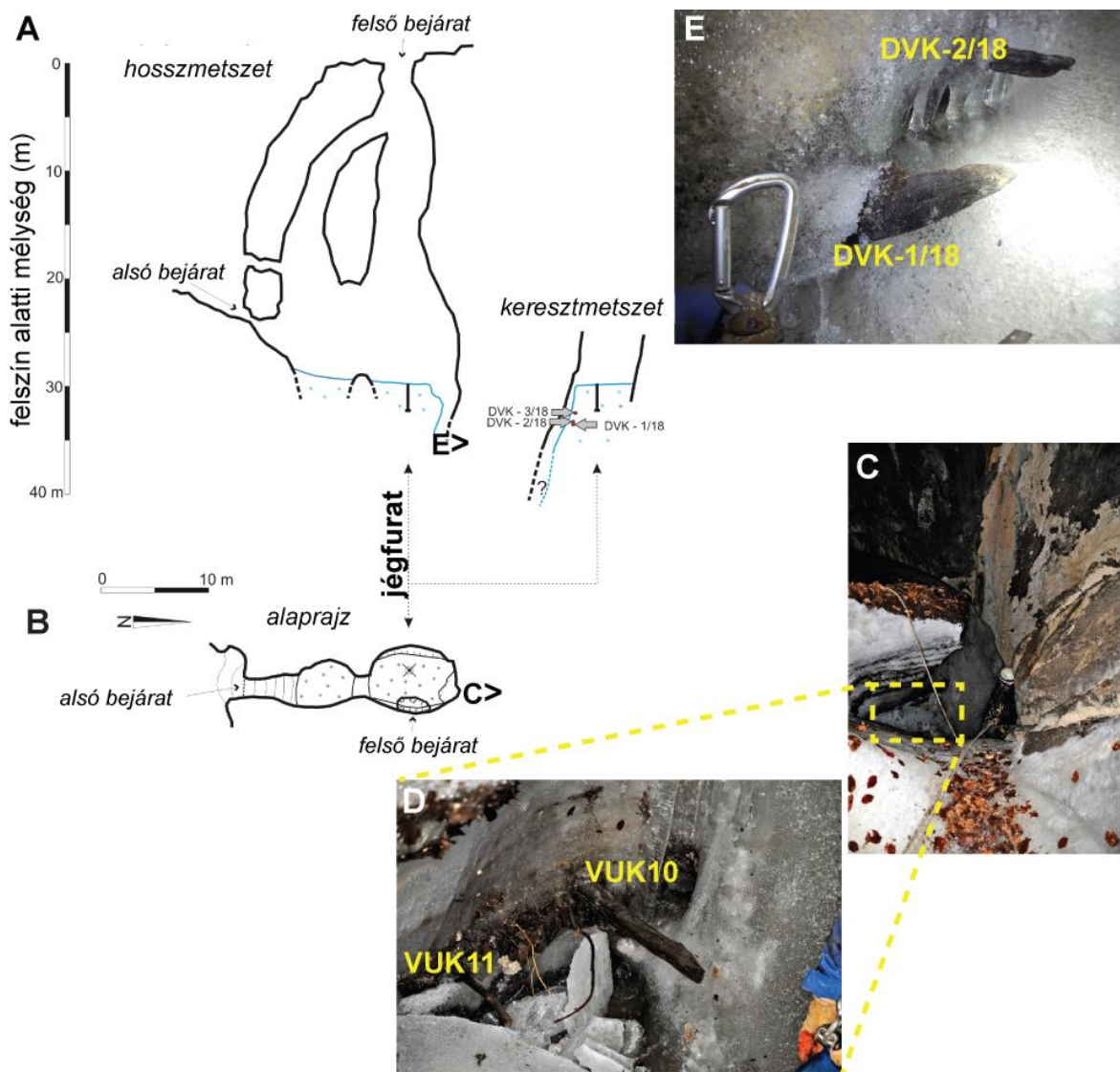
#### 5.1.2.1.1. Vukušić-jégbarlang

A Vukušić-jégbarlang (Vukušić snježnica, 44,80°N, 14,98°E, 1470 m tszfm) a Zavižan csúcs közelében található a Velebit északi részén, ~8 km-re az Adriai-tenger partjától. Már több mint 100 éve ismert jégbarlang (Hirc, 1923). A barlang bejáratát körülvevő erdő uralkodó fafaja a bükk és a jegenyefenyő (*Abies alba* Mill). A Vukušić-jégbarlang középső jura mészkőben alakult ki. A fedőkőzet vastagsága nagyjából 10 m.

A barlang egy alsó bejáratú szakaszból és két, állandó jéggel nagyrészt kitöltött teremből áll, amely termek egy aknán keresztül kapcsolódnak a felső bejáratához (7A. ábra). A barlang hossza 20 m, mélysége a felső bejáratától a jég szintig 30 m. A jéggel borított terület 2007 októberében mindössze ~50 m<sup>2</sup> volt. A jégtest pontos vastagsága ismeretlen, azonban a bejárások során nyert kép alapján meghaladja a 10 métert. Morfológiai adottságai és a jégüledék jellemzői alapján a folyamat alapú klasszifikáció szerint (Luetscher és Jeannin 2004b) statikus barlang firn- és jégüledékekkel (2. ábra).

A Vukušić-jégbarlang jégüledékében található növényi makromaradványokból az első tájékozódó mintavétel 2008. október 28-i terepmunka (további részletek az 5.1.3.1.1. alfejezetben) során történt a jégblokk északi oldalán. A mintázott ág sekély mélységben helyezkedett el, láthatóan behatolt a jégblokkba, de a mintavétel pontosabb helye sajnos nem került feljegyzésre.

Mintegy négy évvel később, 2012 augusztusában, ismét a jégblokk északi oldalán, az alaposabb dokumentálásnak köszönhetően, a jégüledék hozzáférhető felső részén tíz, szerves anyagban gazdag réteget sikerült azonosítani (7C, D. ábra). A jégtömb oldalfalának hozzáférhető szektorában a 2012 augusztusi jégfelszín alatt ~1,3 m mélyen elhelyezkedő legmarkánsabb szerves anyagban gazdag réteg közeléből egy közepes méretű törzsből (VUK10), valamint két kisebb ágból (VUK11, VUK12) kézi fűrésszel lehetett mintát venni (7C, D. ábra). A faanyag mikro- és makroszkopikus szöveti jellemzők alapján valamennyi famintát európai bükknek azonosítottam (F2. ábra), és részmintákat választottam le <sup>14</sup>C kormeghatározásra. A mintázott szelvényben a legsekélyebb pozícióban VUK12 helyezkedett el. VUK10 kb. 3 cm-rel mélyebb pozícióból származott, és további 5 cm-rel mélyebben helyezkedett el VUK11. A 2008 októberi mintavétel terepi dokumentációjának hiányosságai miatt az elsőnek gyűjtött mintáról csak annyit lehet megállapítani, hogy a VUK12-nél sekélyebb rétegtani helyzetből származott.



**7. ábra: A Vukušić-jégbarlang keresztmetszete, alaprajza és a jégüledékből történt mintavételek helyszínei.** **A:** A Vukušić-jégbarlang keresztmetszete és **B:** alaprajza (Kuhta, 2002 után átrajzolva). A 2008. október 28-án kiemelt jégfurat helyét az alaprajzon (B) × és hozzávetőleges mélységét a keresztmetszeti vázlaton (A) fekete vonal jelöli. A Vukušić-jégbarlang belső termének északi oldalán 2012 augusztusában hozzáférhető jégfal (C) és kinagyítva két ág a 2012 augusztusi mintavételezés előtt (D). A jégblokk nyugati oldalán 2018 augusztusában hozzáférhető jégfalrészleten a felszín alatt 3 m mélységben mintázott két faág (E). A képen jól látszik a friss ráfagyásnak értelmezhető 8-10 cm vastag kongelációs jég réteg, valamint a DVK-1/18 jelű minta végén a megmunkálás nyoma. Az C panelen látható kép nézőpontját a B panel alaprajzán C> jelöli. Az E panelen látható kép nézőpontját az A panel keresztmetszetén E> jelöli.

A barlangban 2018. augusztus 18–19-én további három famintából sikerült mintát venni. A jég szint a 2008 óta eltelt tíz év alatt szembetűnő mértékben, kb. 1-1,3 méterrel csökkent. Ez jelentősen megváltoztatta a barlangban uralkodó körülményeket. A jégtömb északi oldalát, amely a szerves rétegek sorozatát tartalmazó jégprofilhoz 2008-ban és 2012-ben is a legjobb mintavételi lehetőséget kínálta (Kern et al., 2018) egy leomlott jégtömb teljesen elzárta; ugyanakkor a fő jégtömb nyugati oldalán a jég és a barlangfal közötti rés kiszélesedett, hozzáférést engedve a jégüledék egy a korábbi látogatások alkalmával megközelíthetetlen részéhez (Kern et al., 2020). A jégtömb nyugati oldalának megközelíthető szakasza mentén a jégből a 2018-as jég szinthez képest körülbelül 2 és 3 méteres mélységben három ág állt ki (7A, E. ábra). Az ágvégeket kézi fűrésszel lehetett mintázni. A mintavételkor a jégfal jelentős részét, beleértve a három faág környékét is, viszonylag vastag, frissnek tűnő, 8-10 cm vastag ráfagyott jégréteg borította (7A, E. ábra). A friss ráfagyásból származó kérget a szűk hely és a kötélbiztosításból adódó nehezítő körülmények között nem lehetett teljes mértékben eltávolítani, így nem lehetett egyértelműen megállapítani, hogy ezek a minták csak a friss jégfolyásba vagy a fő jégblokkba is beágyazódnak-e. De a legmélyebb minta (DVK-1/18) végén baltával végzett megmunkálásra emlékeztető nyomokat lehetett megfigyelni (7E. ábra).

#### ***5.1.2.2. Radiokarbon-elemzés, kalibrálás és kor-mélység modellezés***

Az elemzésre kimetszett faminták tömege 20-30 g volt, míg a levélmaradványoké alig 2-3 g. A gallyak és a levelek esetében a teljes minta  $^{14}\text{C}$  elemzésre került, de a felszínre hozott nagyobb faminták esetében a legkülső részükből választottam le néhány évgyűrűnyi réteget, hogy minimalizáljam az „öreg fa” hozzájárulását. A Kugina-jégbarlangban, valamint a Vukušić-jégbarlangban 2012-ben és 2018-ban gyűjtött növényi maradványok esetében a mintaelőkészítés és  $^{14}\text{C}$  elemzés a Szegedi Tudományegyetem Geokronológiai Laboratóriumában történt. A részletes módszertani leírás az eredeti tanulmányban olvasható (Kern et al. 2018a) az alábbi bekezdésben csak a fontosabb pontokat emelem ki.

Minden mintát a szokásos AAA kémiai kezelésnek vetettek alá (Tans és Mook, 1980). A mintákat egy Atomkomplex Prylad típusú benzolszintézis vonalon (Skripkin és Kovaliukh, 1998) benzollá alakították át. A  $\text{Li}_2\text{C}_2$ -t 5-10 g Li és kb. 1 g  $\text{MnO}_2$  jelenlétében vákuumpirolízissel állították elő. Kis minták esetén a pirolízist még kétszer megismételték a kihozatal maximalizálása érdekében. A  $\text{Li}_2\text{C}_2$ -t hidrolizálták, majd acetilénné, végül vanádium katalizátorral benzollá alakították. A benzolkihozatal 0,3 g (levelek) és 1,5 g (ágak) között alakult. A folyadékszintillációs (LSC) méréseket Quantulus 1220™ béta spektrométerrel végezték. A benzolmintákat 1,5 mL-es teflon fiolákba töltötték (Skripkin és

Buzinnyi, 2017), majd szcintillációs koktélt adtak hozzá. A mintánkénti nettó mérési idő legalább 48 óra volt.

A Vukušić-jégbarlangból 2008-ban gyűjtött minta radiokarbon-vizsgálatát a Ruđer Bošković Intézetben (labor kód: Z-4329) hasonlóképp benzolszintézis módszerével és LSC Quantulus 1220 készülékkel mérték, (Horvatinčić et al., 2004) míg a Ledena-aknából származó két régebbi minta (Z-2562 és Z-2583)  $^{14}\text{C}$  elemzését ugyanott gáz-proporcionális számlálással végezték (Horvatinčić és Krajcar-Bronić, 1998).

A konvencionális  $^{14}\text{C}$  korok kalibrálását az OxCal v.4.3.2 (Bronk Ramsey, 2009) segítségével végeztem az IntCal20 (Reimer et al., 2020) adatbázis használatával. A kalibrált korokat két standard szórással ( $2\sigma$ ) közlöm, és a széles körben ismert és használt történeti időskálán adom meg, megkülönböztetve az időszámításunk szerinti (rövidítve i. sz.) és időszámításunk kezdete előtti (i. e.) dátumokat.

A Ledena-aknából származó, korábban közzétett konvencionális korok újrakalibrálása után a kor-mélység modellezést a P\_Sequence függvény (Bronk Ramsey, 2008) segítségével végeztem el, figyelembe véve a minták rétegtani helyzetét, és a modellt az 1963-as referenciahorizontnak az 1995-ös felszín alatt 3,75 m mélységben rögzítésével finomítottam. A Kugina-jégbarlangból származó mintáknál is a P\_Sequence függvényt (Bronk Ramsey, 2008) alkalmaztam a kor-mélység modellezéshez. A modelleket tovább korlátoztam azzal, hogy a szelvény tetejéhez a Ledena-akna esetében 1995-öt, a Kugina-jégbarlang esetében és 2004-et rendeltem. Ennek oka, hogy a Ledena-aknában 1995-ben gyűjtötték a modellezésben felhasznált mintákat (Horvatinčić, 1996), míg a Kugina-jégbarlangban, mivel a lelőhely 2004 óta drasztikusan zsugorodott (Bočić et al., 2014), a jégfelszín nem lehet ennél az időpontnál fiatalabb. Az üledékképződés geokronológiai modelljének extrapolálásával becsültem a megfigyelt legidősebb jég réteg valószínűsíthető lerakódási idejét.

Bár a Vukušić-jégbarlang padozati jégblokkjából sikerült a legtöbb  $^{14}\text{C}$  adatot nyerni a kutatómunka során, de a jégtest morfológiájában tíz év alatt bekövetkezett változások miatt az első években gyűjtött minták (2008-ban Z-4329 és 2012-ben VUK10, VUK11, VUK12) és az új mintasorozat (DVK-1/18, DVK-2/18, DVK-3/18) rétegtani kapcsolatát mégsem lehetett megbízhatóan megállapítani. Így ez esetben üledékképződési modell készítésére nem vállalkozhattam. A 2012-es és 2018-as mintahármasok eredményeit független szelvényként értékeltem.

### ***5.1.2.3. Eredmények és következtetések***

A velebiti jégbarlangokból származó növényi maradványok  $^{14}\text{C}$  vizsgálatának eredményei, egy kivétellel, történelmi korokat adtak (2. táblázat). A radiokarbon adatok azt mutatják,



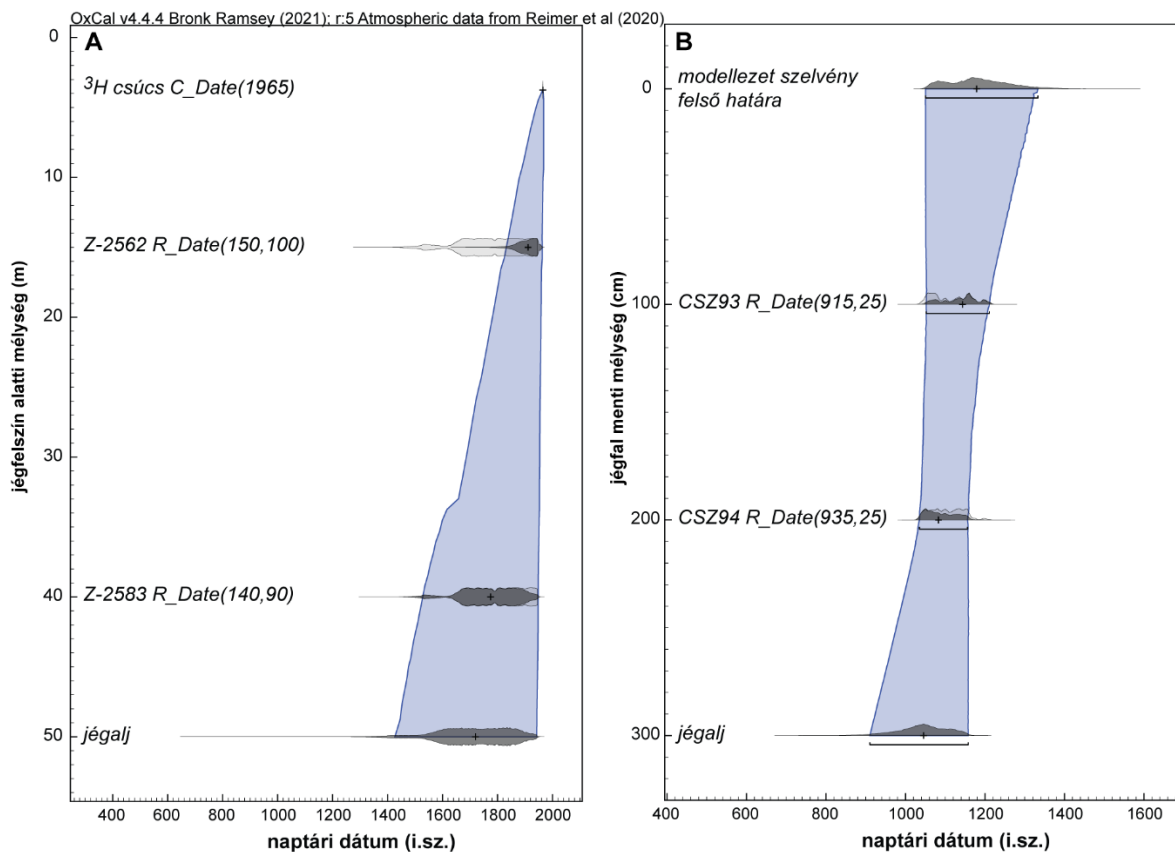
hogy a Kugina-jégbarlang jégüledékében a KG1 és KG2 minták által képviselt szerves rétegek i. sz. 1041 és 1170 között, illetve i. sz. 1030 és 1150 között rakódtak le (2. táblázat). A jégblokk alján gyűjtött törzsminták (KG3, KG4) fiatalabb korokat adtak, ami azt jelzi, hogy azok nagy valószínűséggel áthalmozódtak; valószínűleg a jégfal olvadása és visszahúzódása során csúsztak le (Bočić et al., 2014), és a jégfal lábánál lévő megtalálási helyük már nem tükrözi eredeti rétegtani helyzetüket. Figyelembe véve, hogy a KG2 minta alatt további jégrétegek láthatók (~1 m, 6B. ábra), a hozzáférhető szelvényrészletben látható jégüledék aljának valószínűsíthető kora az üledékfelhalmozódási modell eredménye alapján (8A. ábra) az i. sz. 10. és 11. század fordulójára tehető.

A Vukušić-jégbarlangban a jégblokk északi oldalán hozzáférhető jégfalból 2008-ban és 2014-ben gyűjtött minták közül a VUK10 modern mintának tekinthető, két másik minta  $^{14}\text{C}$  kora történelmi időkben elhalt famaradványokra utal, míg a legalsó minta lényegesen idősebb; konvencionális kora  $3245 \pm 30$   $^{14}\text{C}$  BP volt (2. táblázat). A 2018-ban, a nyugati jégfalból gyűjtött minták közül kettő viszonylag fiatal volt, míg a harmadik minta konvencionális kora  $1829 \pm 34$   $^{14}\text{C}$  BP volt (2. táblázat). A minták gyűjtési mélységét tekintve a kapott korok ellentmondásos mintázatot mutatnak, mind az északi, mind a nyugati jégfal esetében. Az északi falszakasz szelvényében a modern aktivitást mutató VUK10 jelű minta fiatal kora a rétegtani helyzetének nem feleltethető meg. A nyugati falszakasz szelvényében a fiatalabb korú minták ~1 m-rel mélyebb szintből származnak, mint az idősebb  $^{14}\text{C}$  korú minta. Figyelembe véve, hogy a legalsó mintán (DVK-1/18) emberi megmunkálásra utaló jeleket lehetett megfigyelni (7E. ábra), ez támogatja a  $^{14}\text{C}$  eredmények sugallta fiatal korukat. A 2012-ben ~1.3 m-rel az akkori jégfelszín alatt gyűjtött VUK10, és a 2018-ban ~3 m-rel az akkori jégfelszín alatt gyűjtött minták (DVK-1/18 és DVK-2/18) fiatal korát tekintve egyértelműnek tekinthető, hogy a jégtömb tetejéről a hasadékba sodródott és a szezonálisan felhalmozódott kongelációs rétegben megrekedt modern fatörmeléssel van dolgunk.

**2. táblázat: A Kugina-jégbarlangból, a Vukušić-jégbarlangból és Ledena-aknából származó növényi maradványok radiokarbon-aktivitása és az ezek alapján nyert kalibrált korok**

Barlang	mintakód	labor kód	<sup>14</sup> C BP	kalibrált	modellezett <sup>a</sup>	ref.
Kugina-jégbarlang	KG1	CSZ93	915±25	i. sz. 1039-1180 (88,4%) i. sz. 1188-1208 (7,0%)	i. sz. 1055-1086(11,2%) i. sz. 1092-1215(84,3%)	Kern et al., 2018a
	KG2	CSZ94	935±25	i. sz. 1032-1166 (95,4%)	i. sz. 1032-1154(95,4%)	
	KG3	CSZ107	735±25	i. sz. 1228-1246 (6,1%) i. sz. 1254-1300 (89,4%)	áthalmazott	
	KG4	CSZ122	705±30	i. sz. 1264-1310 (77,3%) i. sz. 1361-1387 (18,1%)	áthalmazott	
Vukušić-jégbarlang		Z-4329	197±50	i. sz. 1637-1896 (79,9%) i. sz. 1902< (15,5%)	-	
	VUK10	CSZ121	100.96±2.52 pMC	modern	áthalmazott	
	VUK11	CSZ109	3245±30	i. e. 1608-1578 (6,1%) i. e. 1560-1434 (89,4%)	-	
	VUK12	CSZ110	330±30	i. sz. 1478-1640(95,4%)	-	
	DVK-1/18	CSZ133	146±32	i. sz. 1668-1781(40,4%) i. sz. 1796-1895(36,5%) i. sz. 1902< (18,6%)	áthalmazott	
	DVK-2/18	CSZ134	112±32	i. sz. 1680-1763(27,8%) i. sz. 1800-1940(67,7%)	áthalmazott	
Ledena-akna		Z-2562	150±100	i. sz. 1520-1580 (4,8%) i. sz. 1623< (90,6%)	i. sz. 1832-1962(95,4%)	Horvatinčić, 1996
		Z-2583	140±90	i. sz. 1528-1548 (1,2%) i. sz. 1634< (94,2%)	i. sz. 1528-1554(1,8%) i. sz. 1632-1948(93,7%)	

<sup>a</sup>: csak azokban az esetekben, amelyekben az üledékfelhalmozódási modell készítéséhez a minták közti sztratigráfiai viszonyok rendelkezésre álltak



**8. ábra: A velebiti barlangi jégshelvényekre számított kor-mélység modellek és becsült üledékfelhalmozódási ráták. A: Ledena-akna B: Kugina-jégbarlang. A világoskék árnyékolás a modell 95%-os megbízhatósági tartományát mutatja. Az eredeti és a modellezett valószínűségi sűrűségeloszlásokat világosszürke, illetve sötétszürke árnyalat különbözteti meg.**

Hasonló jelenséget észleltek más barlangi jéglerakódásokban is (Spötl et al., 2014; Munroe 2018; Racine et al, 2022a). Egy keleti-alpi jégbarlangban azt figyelték meg, hogy a befogadó kőzet és a jégtest közötti rés kritikus zóna (Spötl et al., 2014). Ez a rés az olvadási időszakokban kitágulhat, és csapdaként működik a jégtest oldalirányú lejtőjén lecsúszó szerves maradványok számára. A későbbi pozitív tömeg egyensúlyú időszakokban a rést fiatal firn és/vagy kongelációs jég zárhatja be, ami a jégfal visszahúzódásának következő ciklusa során feltárulva összetett és esetleg inverz rétegtani képet eredményezhet (Spötl et al., 2014; Racine et al, 2022a). A Vukušić-jégbarlang nyugati oldala mentén 2018-ban hozzáférhetővé vált szűk hasadék pontosan efféle barlangfal-jégtest között időnként kinyíló, majd visszazáruló rés típuspéldájaként értelmezhető. A Vukušić-jégbarlangból a rétegtani helyzethez nem illeszkedő radiometrikus korokat (VUK10, DVK-1/18, DVK-2/18) ezért

indokoltnak látom figyelmen kívül hagyni a barlangi jégfelhalmozódás lerakódás-történetének értékelésekor.

Egy további kiemelendő megfigyelés hogy a 2008-ban és 2012-ben hozzáférhető északi jégfal legjobban fejlett szerves törmelékes rétegének felső (VUK12) és alsó (VUK11) széléről származó radiokarbon-korok nagy eltérést mutattak (2. táblázat). Egy jelentős visszaolvadási esemény magyarázhatná a különböző korú növényi maradványok egyazon rétegben történő felhalmozódását (Kern 2018). Ez alapján a Vukušić-jégbarlangban a barlangi jég felhalmozódásának történetében az ~i. e. 17. század és az ~i. sz. 16. század közötti jelentős üledékhézagot feltételeztünk (Kern et al., 2018a). Azonban a DVK-3/18 minta kora azt sugallja, hogy a nyugati jégfalszakasz felett ebben az időszakban is történt jégfelhalmozódás. Mindezek alapján át kell értékelnünk a korábbi véleményt, és a Vukušić-jégbarlang esetében is szembe kell néznünk a kisebb méretű jégblokkoknál megfigyelt komplex rétegtanban rejlő kihívásokkal (Stoffel et al., 2009; Munroe 2018; Kern és Persoiu 2022; Racine et al, 2022a). Kisebb jégtömbök esetében többször közöltek olyan példákat, amelyek a jégblokk megbillenésével vagy részleges eróziójával magyarázhatók (Citterio et al., 2003, Stoffel et al., 2009; Munroe 2018; Kern és Persoiu 2022). Ilyen esetben a jégblokk különböző részei részben átfedő (Racine et al, 2022a), vagy át nem fedő (Munroe 2018) szekvenciákat is őrizhetnek. Ideális helyzetben a részletes rétegtani vizsgálatot, majd a genetikai-rétegtani egységek lehatárolását követően a geokronológiai információk összehangolása, előbb rétegtani egységenként, majd a rétegtani egységek relatív pozíciójának figyelembevételével folytatódhat (Kern és Persoiu 2022). Azonban meg kell jegyeznünk, hogy a szükséges részletes rétegtani felméréshez a Vukušić-jégbarlang jégtömbjének megközelítési körülményei lényegesen kedvezőtlenebbek, mint azoknak a barlangoknak az esetében, amelyekben ennek a sztratigráfiai szemléletű megközelítésnek a legsikeresebb példáit ismerjük (Stoffel et al., 2009; Munroe 2018; Racine et al, 2022a).

A Ledena-akna kor-mélység modellezése az újrakalibrált  $^{14}\text{C}$  korok felhasználásával és a minták rétegtani kapcsolatának figyelembevételével (8A. ábra) a barlangi jégösszlet alsó rétegére a korábbi becslésekhez képest (Horvatinčić, 1996; Horvatinčić és Krajcar-Bronić, 1998) fiatalabb felhalmozódási kort sugall (medián dátum: i. sz. 1680, 95%-os tartomány: i. sz. 1530-1860). Bár a korábbi becslések még nagyobb bizonytalansággal terheltek, így a hibahatárok átfedik egymást.

Az új adatok a Vukušić-jégbarlang termeiben található jégblokk alsó szakaszán akár középső holocén (2. táblázat), a Kugina-jégbarlangban pedig ezer évnél idősebb jeges üledék megőrződését mutatják (8B. ábra). A Dinaridák más barlangi jéglelőhelyeiről kevés geokronológiai információ áll rendelkezésre. A Velebit egy másik aknarendszerében (Lukina jama–Trojama) egy 2011-ben gyűjtött faminta radiokarbonos kormeghatározásának

eredményei alapján  $410 \pm 75$  éves felső kort becsültek a barlangi jégkitöltésre (Paar et al., 2013). Ugyanez a tanulmány  $525 \pm 40$  éves kort rendelt a Ledena-akna egy másik részén 2012-ben 50 m mélységben egy vastag jégkéreg alól gyűjtött egyedi faminta radiokarbonvizsgálatának eredménye alapján a jégkitöltés kezdetére a vizsgált barlangi részletben (Paar et al., 2013).

A Déli-Alpokban található barlangi jégüledékekből szórványos adatok említhetők. A Júliai-Alpokban (Szlovénia) a Tolminski Migovec-masszívumon található jeges üregek közül kettőből történt  $^{14}\text{C}$  elemzés a jégbe ágyazott szerves maradványokon. Az M-15 jelű barlangból egyetlen mintát elemeztek, amely “modern” (i. sz. 1950 utáni) kort adott, jelezve az M-15 jégfelhalmozódásának viszonylag fiatal lerakódási idejét (Racine et al., 2022b). Az M-17 jelű barlangból 18 jégbe ágyazott faminta radiokarbonos kormeghatározását végezték el. A rekonstruált kronosztratigráfia alapján a barlangi jégüledék legidősebb rétegeinek lerakódási ideje i. sz. 900 körülre tehető; valamint valószínűsíthetően pozitív glaciológiai anyagmérleg jellemezte a barlangot i. sz. 900 és 1100 között, i. sz. 1200 és 1300 között, valamint i. sz. 1700 és 1800 között, továbbá egy jégveszteségi időszak körvonalazódott i. sz. 1300-1400 körül (Racine et al., 2022b). A Viševniki-jégbarlang (Ledena Jama pri Planini Viševnik, Szlovénia) bejárati kamrájában lévő olvadó jégtömbből gyűjtött vörösfenyő (*Larix decidua*) törzsek dendrokronológiailag keltezett kidőlési időpontja alapján a jelenleg a barlangban található jégüledék lerakódásának kezdete nem lehet i. sz. 1703-nál korábbi (Staut et al., 2016). A Castelletto di Mezzo-barlang (Dolomitok, Olaszország) Duomo-termében található jégblokk legalsó rétegének lerakódási dátumát i. sz.  $1532 \pm 60$ -ra becsülték a jégrétegek számlálása alapján, amelyek éves jellegét a jégtömb felső 2,45 m-es szelvényében végzett tríciummérésekkel igazolták (Borsato et al., 2006). A Bergamói-Alpokban a Lo Lc 1650 Abisso sul Margine dell'Alto Bregai-barlang ~15 m vastagságú P50 jelű jégblokkjában talált rovarmaradvány AMS  $^{14}\text{C}$  elemzése  $185 \pm 30$   $^{14}\text{C}$  BP kort eredményezett (Citterio et al., 2005). Mivel azonban a kapcsolódó tanulmányban rétegtani információkat nem közöltek, így a rovarmaradványból nyert radiometrikus kor pontosabb értelmezésére nincs lehetőség.

A Velebitből származó, itt bemutatott radiokarbon-adatok összehasonlítása távolibb dél-európai jégbarlangokból származó adatokkal szintén érdekes eredményeket hoz. Az Ibériai-félsziget két jelentős karsztos régiójából állnak rendelkezésre  $^{14}\text{C}$ -datált növényi maradványokból származó kormeghatározások a barlangi jéglerakódásokra vonatkozóan. Az Altáiz- és Verónica-jégbarlangok (Kantábriai-hegység, Spanyolország) jéglerakódásából gyűjtött leveleket és ágat az i. sz. 17. és 14. századra datálták (Gómez-Lende, 2015; Gómez-Lende és Serrano, 2021). A Sarrios-6-barlang (Pireneusok, Spanyolország) jégüledékében sekélyen beágyazódott mag radiokarbon-kora alapján a barlangi jég nagy része az

i.sz. 12. század előtt rakódott le (Bartolomé et al., 2015). Eddig Dél-Európa legrégebbi barlangi jégvétegeit az A492-jégbarlangban (Pireneusok, Spanyolország) azonosították, ahol a növénymaradványokból nyert kalibrált korok i. e. 4256–4043 és 3637–3496 között alakultak (Sancho et al., 2018) egy ~10 m vastagságú firn-jég lerakódás alsó szakaszában (Belmonte-Ribas et al., 2014).

Ezen adatok fényében a Kugina-jégbarlang jégtömbjének legalsó rétegei idősebbek a Dinaridákban korábban vizsgált legtöbb barlangi jégelőfordulásnál. A Vukušić-jégbarlang pedig a közép-mediterrán térség legidősebb, és az egész mediterrán térség második legidősebb ismert barlangi felhalmozódásának ad otthont.

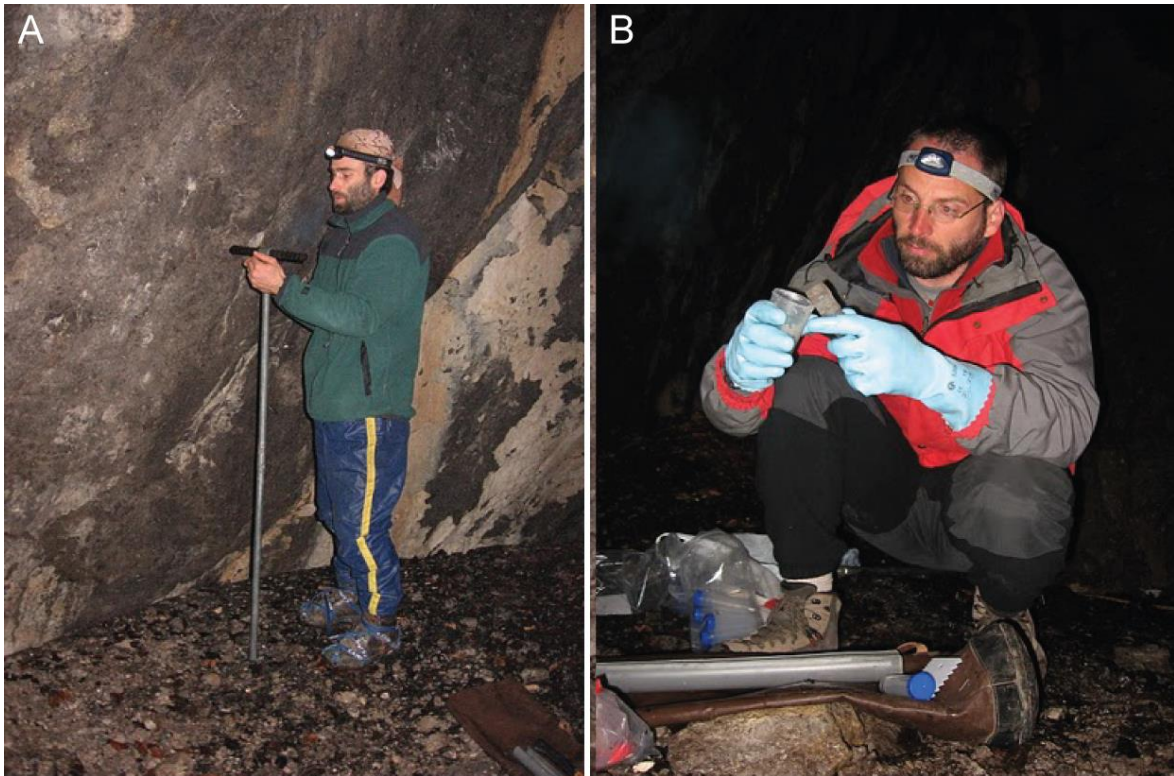
### **5.1.3. A Vukušić-jégbarlang padozati jegének stabilizotópos összetétele és glaciokémiai vizsgálata**

A kormeghatározások alapján körvonalazódó, jelentős időtartamot átfogó jégfelhalmozódási időszakok okán különösen érdemes áttekinteni a Vukušić-jégbarlang jégösszetételéből nyert minták geokémiai paramétereinek elemzése során elért fontosabb tudományos eredményeket.

#### **5.1.3.1. Mintavétel és mintakezelés**

##### **5.1.3.1.1. Jégfúrás**

A Vukušić-jégbarlang belső termének padozati jégéből 2008. október 28-án egy 2,4 m mélységig hatoló, 3 cm átmérőjű fúrómagot emeltünk ki (9A. ábra). A fúrás hely a jégtömb sík felületén lett kijelölve (7A,B. ábra). A jég szintjét a fúrás előtt rögzítettük, és minden mélységi adatra a "2008. október 28-i jégfelszín alatti mélységként" hivatkozom.

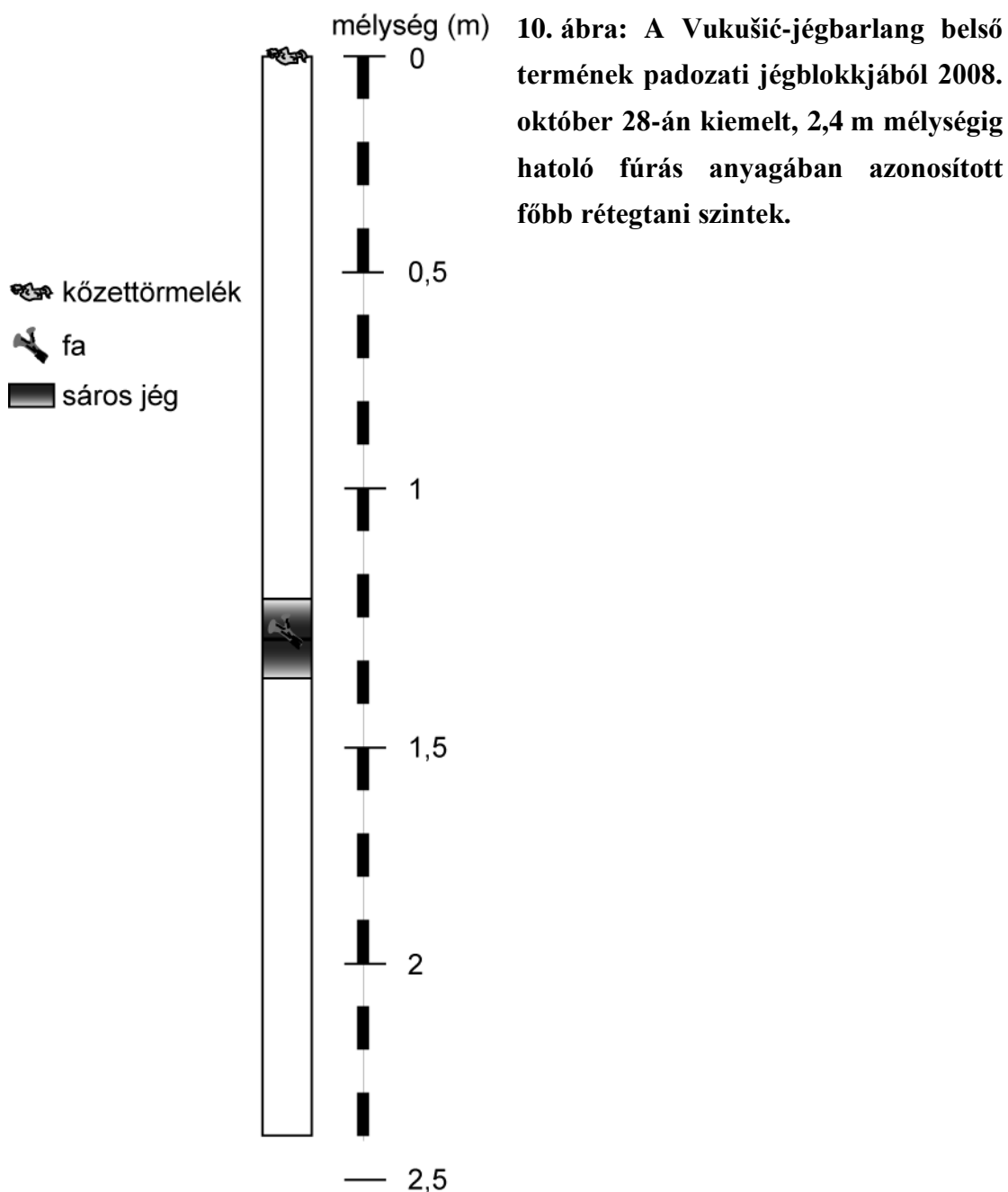


**9. ábra: A Vukušić-jégbarlangban 2008. október 28-án végrehajtott jégfúrás fontosabb munkafázisainak fényképi dokumentációja. A: A padozati jég fúrása a Vukušić-jégbarlang belső termében kézi fúróval. B: A desztillált vízzel leöblített jégfurat 5 cm-es szakaszokra darabolva, tiszta és száraz centrifugacsövekbe került a szállításhoz.**

A 2,4 m hosszú jégmag felső, 2 m hosszú szakaszát 36 szegmensre vágtuk. A minták átlagos hossza ~5,3 cm (tartomány 5,0–5,7 cm). A részminták a jégtest felszínétől kezdve VS1.1-től VS4.6-ig és VS6.1-től VS7.6-ig kódokat kaptak. A VS5 nem jégminta, mivel az ötödik fúratszakasza megakadt egy ágban, és csak néhány centiméternyi faforgácsot sikerült felszínre hozni. Az átfúrt faág egy iszapos jégrétegbe ágyazódott. Az 1,24–1,44 m-es mélységtartománynak megfelelő három egymást követő mintában (VS4.6, VS6.1 és VS6.2) legfeljebb 2 mm-es mészkődarabokat és szerves anyagban gazdag sötét iszapos anyagot figyeltem meg. Ez a réteg valószínűleg egy olyan időszakot jelez, amikor a jégfelszín jelentős visszaolvadás érte, és/vagy behordódott talaj került a padozati jég felszínére. A rétegtani különbségeket figyelembe véve a jégmagot három fő rétegtani egységre osztottam (10. ábra). Az első egységet (S1: 0–1,24 m) uralkodóan tiszta jég, a második egységet (S2: 1,24–1,44 m) szennyezett jég és az 1,44 m alatti harmadik egységet (S3) ismét tiszta jég alkotta.

A kiemelt jégmagokon csak mechanikus tisztítást alkalmaztunk (Boutron és Batifol, 1985), amelynek során műanyag késekkel vágtuk le a legkülső jégréteget (~2 mm vastagságban) minden magról, amely érintkezett a fúró belső falával. Minden egyes jégfúratszakasza

tisztításához külön kést használtunk. Majd a mintákat tiszta és száraz, szabványos 50 mL űrtartalmú centrifugacsőbe helyeztük (9B. ábra), lezártuk és hűtődobozban szállítottuk laboratóriumi feldolgozásra. A késeket és a csöveket a terepmunka megkezdése előtt laboratóriumban Millipore ultratiszta vízzel megtisztították, megszádították és a mintavételig tisztán tartottuk. A magok feldolgozása műanyag kesztyűben történt (9B. ábra), amelyet minden furatszszakasz érintése előtt desztillált vízzel mostunk, és tiszta papírvattával szárítottunk meg. A fúrás során nem használtunk fagyásgátló folyadékot, és a jégmagok leöblítésétől is eltekintetünk a kémiai szennyeződés minimalizálása érdekében (Boutron és Batifol, 1985).





### 5.1.3.1.2. A minták laboratóriumi kezelése

A laboratóriumban minden mintát hagyunk teljesen felolvadni, hogy biztosítsuk az izotópos és elemkoncentrációk homogenitását. Három minta (VS4.6, VS6.1, VS6.2) nagy detritális tartalma miatt minden mintát Whatman fecskendőszűrővel (pórusméret 0,45 µm, szűrő anyaga: acetát-cellulóz) szűrtünk. Ezután mindegyik szűrt mintából 10 mL vizet stabil hidrogén- és oxigénizotóp-összetétel elemzésre elkülönítettem, majd a maradék mintákhoz 100 µL desztillált tömény salétromsavat (Merck, Németország) adtunk. A részmintákat elemzésig hűtőszekrényben tároltuk. A geokémiai elemzéseket a jégmag felső, 2 méternyi szakaszát képviselő 36 részmintából végeztem.

### 5.1.3.1.3. A vízminták stabilizotópos összetétele – mérés és kiértékelés

A vízminták stabiloxigénizotóp-összetételének meghatározásához minden mintából (ismeretlen és standard) 1 mL vizet pipettáztam egy 10 mL-es, szeptummal és kupakkal lezárt fiolába. Mindegyik fiolát 6 percig 0,3 v/v% CO<sub>2</sub> gázt tartalmazó He gázzal öblítettem, majd a fiolákat 32 °C-on fűtőblokkban tartottam legalább 18 órán át, hogy a CO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O rendszerben beálljon az izotópos egyensúly (Epstein és Mayeda, 1953).

A vízminták stabilhidrogénizotóp-összetételének meghatározásához minden mintából (ismeretlen és standard) 1 mL vizet pipettáztam egy 10 mL-es, szeptummal és kupakkal lezárt fiolába, amelybe platinált katalizátort helyeztem. Mindegyik fiolát 6 percig 2,1 v/v% H<sub>2</sub> gázt tartalmazó He gázzal öblítettem, majd a fiolákat 32 °C-on fűtőblokkban tartottam legalább 40 percig, hogy a H<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O rendszerben beálljon az izotópos egyensúly (Posser és Scrimgeour, 1995).

Az egyensúlyba hozott CO<sub>2</sub> és H<sub>2</sub> gázok mérése Finnigan Delta<sup>plus</sup>XP tömegspektrométerrel történt folyamatos áramlású üzemmódban az MTA Geokémiai Kutatóintézetben (jelenleg ELKH, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet). Az izotóparányokat a hagyományos delta jelöléssel (McKinney et al., 1950) fejeztem ki:

$$\delta X = (R - R_{\text{std}}) / R_{\text{std}} \times 1000,$$

ahol R és R<sub>std</sub> a <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O vagy <sup>2</sup>H/<sup>1</sup>H arány a mintában, illetve a standardban.

Az alkalmazott laboratóriumi standard a BTW (Budapest Tap Water) volt, amelyet a VSMOW–SLAP (Vienna Standard Mean Ocean – Standard Light Antarctic Precipitation) skálához (IAEA 2017) kalibráltak. A normalizációs faktorokat (Paul et al., 2007), amelyek 1,0-hoz nagyon közel alakultak, mind a H, mind az O esetében nagyjából hetente határoztuk meg a W-63333 ( $\delta^2\text{H}_{\text{VSMOW-SLAP}} = -399,8\text{‰}$  és  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW-SLAP}} = -52,28\text{‰}$ ), valamint a W-39500 ( $\delta^2\text{H}_{\text{VSMOW-SLAP}} = -1,5\text{‰}$  és  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW-SLAP}} = -1,52\text{‰}$ ) referenciaanyagok (Qi et al., 2014) alkalmazásával.

A laboratóriumi standardon végzett ismételt elemzések alapján az analitikai bizonytalanság ( $2\sigma$ )  $\pm 0,10\%$  és  $\pm 1,8\%$  a  $\delta^{18}\text{O}$  és a  $\delta^2\text{H}$  esetében. A teljes (mintatárolás + mintaelőkészítés + elemzés) becsült bizonytalanság  $\pm 0,20\%$  volt az oxigénre és  $\pm 2\%$  a hidrogénre (Fórizs et al., 2020). Minden mintát két példányban elemeztem, és a méréseket megismételtem, ha a két mérési eredmény a hosszú távú analitikai bizonytalanságnál nagyobb különbséget mutatott.

A deutérium-többlet (d-többlet), egy gyakran használt másodlagos izotóphidrológiai paraméter (Gat, 2005) értékét a  $d = \delta^2\text{H} - 8 \times \delta^{18}\text{O}$  képlettel (Dansgaard, 1964) számoltam. A  $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$  adatok összefüggése a legjobban illeszkedő egyenes, az ún. vízvonallal egyenletével írható le, és ugyancsak egy klasszikus izotóphidrológiai jellemzőnek tekinthető (Fórizs, 2005; Gat, 2005). A hagyományos legkisebb négyzetek módszerével meghatározott regresszió (Cramér, 1946) egyenletét tekintettem a barlangi jégmintákat jellemző vízvonallal meghatározásánál, mivel a jégminták mennyisége érdemben nem különbözött. De a csapadékminták esetében a mintákhoz tartozó vízmennyiség nagy szórást mutathat. A kis mennyiségű csapadékeseményekhez tartozó, sok esetben másodlagos párolgás hatására eltolódott izotópösszetételt mutató (Stewart et al., 1975) vizek szerepe hidrogeológiai vagy paleoklimatológiai szempontból jelentéktelen. Erre tekintettel a havi csapadékadatokból a csapadékmennyiséggel súlyozott, legkisebb négyzetek módszerével meghatározott regresszió (Hughes és Crawford, 2012) egyenletét tekintettem a helyi csapadékvízvonallal. A fagyás eredményeképp keletkező jégben a két izotóp kapcsolatát erőteljesen meghatározzák a fagyás folyamatát irányító olyan fizikai körülmények, mint az egyensúlyi izotóp-frakcionálódás (Suzuoki és Kumura 1973; Lehmann és Siegenthaler 1991), a nehezebb izotópot tartalmazó molekulák ( $^1\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$  és  $^1\text{H}^1\text{H}^{18}\text{O}$ ) eltérő diffúziós együtthatója a folyékony vízben (Wang et al., 1953), a kiindulási stabilizotóp-összetétel, valamint a fagyási sebesség. A felszíni glaciális és periglaciális környezetben a fagyás folyamatának rekonstrukciója szempontjából diagnosztikus erejűnek bizonyult a  $\delta^2\text{H}$  (vagy  $\delta^{18}\text{O}$ ) és a d-többlet közötti kapcsolat elemzése (Souchez és Jouzel, 1984; Lacelle, 2011). Mivel a referenciaként kinálkozó korábbi tanulmányok is a hidrogénizotóp-összetétel vonatkozásában tárgyalták a kapcsolat alakulását, a barlangi jégminták genetikájának értékeléséhez én is a  $\delta^2\text{H}$  és d-többlet paraméterek közti kapcsolatot vontam be az értelmezésbe.

#### 5.1.3.1.4. A barlangi jég kémiai összetétele

A szűrt minták elemtartalmát egy ASX–520 Autosampler (Cetac) kúpos porlasztóval és egy Scott-típusú szórókamrával kapcsolt ThermoFinnigan Element2 Magnetic Sectorfield ICP-MS készülékkel határozták meg az MTA Izotóp Intézetben (jelenleg ELKH Energia- és

Környezetbiztonsági Intézet). A műszer működési paramétereit és a mért értékek vak mintákra vonatkozó korrekcióját a kapcsolódó tanulmány (Kern et al., 2011a) módszertani fejezete ismerteti.

A mintaelőkészítési folyamatra a háttérrel a következőképpen határoztuk meg: 40 mL Millipore vizet a mintáknál használt fecskendőszűrővel (lásd 5.1.3.1.2. fejezet) azonos szűrőn keresztül műanyag centrifugacsövekbe szűrtünk, és a barlangi jégmintákkal azonos módon kezeltük. Az eljárási vakértékeket kivontuk a koncentrációból, és minden olyan mintát, amelynek végső koncentrációja a kimutatási határérték (LOD, 0,01 ng/g) alatt volt, kizártam az elemzésből.

Negyvenöt kémiai elemet vizsgáltak, és a korrigált koncentráció 23 esetben volt kimutatási határt meghaladó koncentráció legalább egy esetben a 36 elemzett minta közül; azonban csak 12 elemet lehetett kimutatni minden egyes jégmintában.

Főkomponens-elemzést (PCA; Podani, 1997; Jolliffe, 2002) végeztem az elemek közötti közös variabilitás fő módozatainak kimutatására. Annak érdekében, hogy ellenőrizsem, hogy az adatok alkalmasak-e a PCA módszerhez a Kaiser-Meyer-Olkin (KMO) mintavételi alkalmassági mérőszámot (Kaiser és Rice, 1974) és a Bartlett-féle szféríkussági teszt (Bartlett, 1951) eredményeit értékeltem. A KMO értéke 0 és 1 között mozoghat, és a minta általánosságban alkalmasnak tekinthető a PCA elemzésre, ha ez az index 0,50 vagy annál nagyobb. A Bartlett-féle szféríkussági teszt eredményének szintén szignifikánsnak kell lennie ( $p < 0,05$ ), hogy PCA-ra alkalmasnak tekinthessük a vizsgálni kívánt adathalmazt.

A KMO teszt (0,752), és a Bartlett-féle szféríkussági teszt eredményei ( $\chi^2 = 812,9$ ,  $df = 78$ ,  $p = 8,7 \times 10^{-123}$ ) kellően alátámasztják, hogy az adathalmaz alkalmas PCA elemzésre. A PCA-t a statistiXL v 1.7 béta alkalmazásával azon 12 elem részhalmazán végeztem el, amelynek minden egyes jégmintában kimutatási határ felett volt a koncentrációja. Az értékeléskor a főkomponensek sajátértékeit szemléltető könyökdiagram (ún. „scree plot”, Cattell, 1966) megtörését és az  $> 1$  sajátértékkel rendelkező PC-ket vettem figyelembe (Kaiser, 1960). A jégmagok kémiai összetételének csoportosítására a főkomponens-súlyokat („loading”) használtam, amelyek az elemek egyes komponensekhez való kapcsolódásának mintázatát mutatják (Podani, 1997; Jolliffe, 2002).

### **5.1.3.2. Összehasonlításhoz használható adatok**

A barlangi jégminták  $\delta^2\text{H}$  és  $\delta^{18}\text{O}$  adatainak és az elemkoncentráció-adatok értékelésénél is a legfontosabb referenciaadatok a közeli Zavižan meteorológiai állomásról (44,82°É, 14,98°K, 1594 m tszfm) álltak rendelkezésre (5. ábra). A csapadék stabilizotóp-összetételét ( $\delta^2\text{H}$  és  $\delta^{18}\text{O}$ ) 2000. szeptembere és 2003. decembere között mérték Zavižan állomáson (Horvatinčić et al., 2005; Vreča et al., 2006). Ezen kívül 2012. májusa és 2013. szeptembere

között három további helyszínről közöltek a csapadék stabilizotóp-összetételére vonatkozó havi adatokat a Velebitből (Paar et al., 2019). A három észlelőhely közül Crikvena (44,76°É, 14,98°K, 1641 m tszfm) térben és magasságban is közel helyezkedik el a vizsgált jégbarlangokhoz (5. ábra). A barlangi jégminták stabilizotóp-adatainak értelmezéséhez a Zavižan és Crikvena állomások havi adatainak összevonásával nyert adathalmazt használtam a helyi csapadékvíz stabilizotóp-összetételét jellemző referenciaként. Egy korábbi értékelésben kiugró értéknek mutatkozott Zavižan állomás adatsorában a 2001. augusztusi és szeptemberi adat (Kern et al., 2008). Ehhez a két hónaphoz tartozó értékek a három további velebiti észlelőhely (Paar et al., 2019) adatainak az ismeretében is mérési vagy mintavételi hibát sejtetnek, ezért kizártam őket az elemzésből.

A Na, Mg, K és Ca koncentrációját 1981 óta mérik a helyi csapadékban Zavižan állomáson (EMEP, 2010; Špoler Čanić et al., 2009). A Vukušić-jégbarlang és Zavižan állomás közötti távolság ~1,5 km. A felsorolt négy főelemre az 1981 és 2009 között gyűjtött csapadékminták mért koncentrációinak átlagát számítottam. Nyomelemekre vonatkozó információk azonban sajnos nem állnak rendelkezésre Zavižanból. A legközelebbi állomás, ahol a csapadékról nyomelem-koncentrációk is rendelkezésre álltak, a szlovéniai Iskrba (45,34°É, 14,52°K, 520 m tszfm). Iskrba állomáson hullott csapadéokra az As, Zn, Cu, Cr és Pb éves átlagkoncentrációra 2008-ra vonatkozóan találtam adatokat (EMEP, 2010). A Dalmát-partvidék egy délebbi szakaszán (42,45°É, 18,55°K, Herceg Novi, Montenegro), a Vukušić-jégbarlangtól ~380 km-re DDK-i irányban, 1995 és 2000 között gyűjtött csapadékmintákból közölték a vízdoldható ionok koncentrációit (Đurašković et al., 2012). A közölt adatokból a Na, Mg, K és Ca csapadékmennyiséggel súlyozott éves átlagainak átlagát számítottam. Továbbá a Na, Mg, K és Ca koncentrációját a talajvízben 10 cm mélységben mérték néhány helyen a Velebit északi részén (Vrbek, 2005). Ezeket az adatokat is felhasználtam e négy főelem barlangi jégből mért koncentrációinak értékelésekor.

A barlangi jégből mért jégkémiai adatok értékeléséhez a tágabb régió magashegységeinek hó- és jégfelhalmozódásaiból közölt adatokat is vizsgálatba vontam. A Dolomitokban, az északi Velebittől kb. 300 km-re ÉNY-ra, az 1997-98-as téli időszakban 21 helyszínen gyűjtöttek hómintákat, és elemezték azok nyomelemtartalmát (Barbante et al., 1999; Gabrielli et al., 2008). A helyszínek tengerszint feletti magassága 1000 és 3000 m között változott, az átlagos tengerszint feletti magasság 1800 m, azaz ezek az adatok összehasonlíthatók a vizsgált jégbarlang tengerszint feletti magasságával. A Durmitorban, a Vukušić-jégbarlangtól kb. 370 km-re DK-re, 1997-ben 2000 és 2150 m tengerszint feletti magasságban gyűjtöttek hómintákat. A közölt koncentrációk közül a Cu, Zn és Pb értékeit (Veselinović et al., 2001) vontam be a barlangi jégből kapott eredmények értékelésébe. Mindkét adathalmaz esetében a mintavételi helyekre közölt értékek átlagát számítottam.

Az Alto dell'Ortles jégsapkán (Ortler, Olaszország) kiemelt jégfuratból a 2006–2009 időszak hófelhalmozódását reprezentáló hó- és firn mintákból származó jégkémiai adatokat publikáltak a fő- és nyomelemekre vonatkozóan (Gabrielli et al., 2010; Gabrieli et al., 2011). Az Alto dell'Ortles mintavételi helyének tengerszint feletti magassága 3830 m, a Vukušić-jégbarlangtól kb. 400 km-re ÉNy-ra található. Végül, a Colle Gnifetti (Monte Rosa, Svájc) firn/jégmagból (Barbante et al., 2004) az 1950 és 1980 közötti időszak nyomelemaadatait (Gabrieli, 2008) is bevontam a vizsgálatba. Az 1950 és 1990 közötti időablakot használtam, mivel ez az adatsornak a legszennyezettebb szakaszát foglalja magába. A Colle Gnifetti mintavételi helyének tengerszint feletti magassága 4450 m, a Vukušić-jégbarlangtól vett távolság pedig ~570 km.

### 5.1.3.3. *Eredmények és következtetések*

#### 5.1.3.3.1. **A jég stabilizotóp-összetételében mutatkozó különbségek két velebiti jégbarlang példáján**

A Vukušić-jégbarlangból kiemelt jégfurat 36 mintájában a  $\delta^{18}\text{O}$  értékei  $-11,97$  és  $-8,02\text{‰}$ , a  $\delta^2\text{H}$  értékei rendre  $-82$  és  $-53\text{‰}$  között alakultak; az adatpárok alapján számított d-többletnek a legkisebb értéke  $9,7\text{‰}$ , a legnagyobb értéke  $18,1\text{‰}$  volt (3. és F2. táblázat). A vizsgált jég szelvényben az  $\delta^{18}\text{O}$  átlagos értéke  $-9,94\text{‰}$ , az átlagos d-többlet  $13,5\text{‰}$  (3. táblázat). Bár lényegesen kevesebb adat áll rendelkezésre a közeli Ledena-akna jégüledékéből, mégis érdekes összehasonlítani a Vukušić jégmag stabilizotópos jellemzőit a szomszédos Ledena-akna barlangi jégéből származó hasonló adatokkal.

A Ledena-akna jégéből mért minták esetében a  $\delta^{18}\text{O}$  értékek  $-10,25$  és  $-6,74\text{‰}$ , a  $\delta^2\text{H}$  értékek  $-68$  és  $-50\text{‰}$  között mozogtak (Horvatinčić, 1996). A d-többlet átlagértéke  $9,0\text{‰}$ , legkisebb és legnagyobb értéke  $3,6\text{‰}$  és  $14,1\text{‰}$  volt a Ledena-akna jégmintáinak esetében (3. és F2. táblázat).

A barlangi jégminták izotópos paraméterei megfelelnek a helyi (3. táblázat) és a tágabb régióban hulló csapadék izotóphidrológiai jellemzőinek (Vreča et al., 2006). Ugyanakkor a két jégösszlet izotópos jellemzői alapján általánosságban elmondható, hogy a Vukušić-jégmag izotópösszetétele negatívabb. Ezt az átlagértékek (3. táblázat) viszonyán túl az is igazolja, hogy míg a Vukušić-jégmag mintáiban az oxigénizotóp-összetétel kivétel nélkül a  $-8\text{‰}$ -es szintnél negatívabb, és  $\sim 40\text{‰}$ -ban a  $\delta^{18}\text{O}$  érték  $-10\text{‰}$ -nél is negatívabb; addig a Ledena-akna mintáinak mintegy harmada kevésbé negatív a  $-8\text{‰}$ -es értéknél, és csupán egyetlen minta esetében kisebb a  $\delta^{18}\text{O}$  érték  $-10\text{‰}$ -nél (11A és B. ábra). A Vukušić-jégmag átlagosan negatívabb összetételét a Vukušić-jégbarlang Ledena-aknához viszonyított magasabb elhelyezkedése (5.1.2.1. fejezet) csak csekély mértékben magyarázhatja. A 235 méter magasságkülönbség a  $\delta^{18}\text{O}$  átlagértékek  $1,6\text{‰}$ -es különbségéből csupán  $0,3$ , ill.  $0,6\text{‰}$

eltérést indokolna attól függően, hogy a tágabb környékről a modern csapadéokra közölt izotópos magassági gradiens becslései közül a kisebb (-1.2 ‰/km Kern et al., 2020b) vagy a nagyobb (-2.4 ‰/km Vreča et al., 2006) értékét vesszük figyelembe. A d-többség mind átlagértékét, mind szélsőértékeit tekintve kisebb a Ledena-akna jegében (3. táblázat).

**3. táblázat: A Vukušić-jégbarlang és a Ledena-akna jégüledékének, valamint a velebiti csapadék stabilizotópos jellegének jellemző alapstatisztikái**

		minta	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)		d-többség (‰)		$s^a$
		(db)	átlag	min/max	átlag	min/max	
jég	Vukušić-	36	-9,94	-11,97/-8,02	13,5	9,7/18,1	7,80
	jgb. Ledena- akna <sup>b</sup>	9	-8,38	-10,25/-6,74	9,0	3,6/14,1	5,40
átlag		44	-9,79 <sup>c</sup>	-10,19/-9,16 <sup>d</sup>	15,6 <sup>c</sup>	13,8/17,4 <sup>d</sup>	8,02
csapadék	nyár	22	-8,60 <sup>c</sup>	-9,47/-6,93 <sup>d</sup>	16,2 <sup>c</sup>	12,7/18,1 <sup>d</sup>	8,21
	tél	22	-10,59 <sup>c</sup>	-12,65/-8,51 <sup>d</sup>	15,1 <sup>c</sup>	11,8/19,5 <sup>d</sup>	7,83

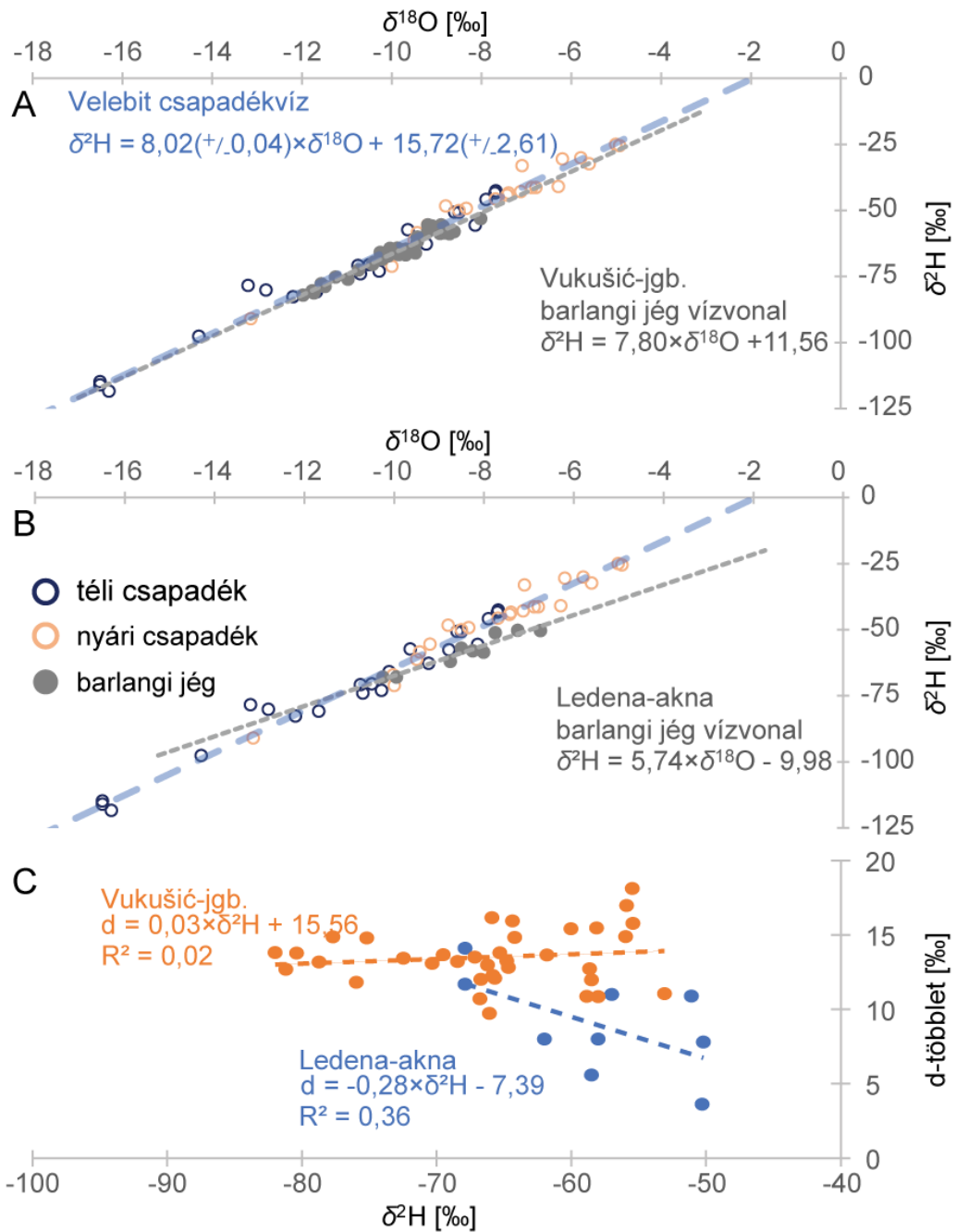
a: a  $\delta^{18}\text{O} - \delta^2\text{H}$  lineáris kapcsolatot jellemző meredekség

b: Horvatinčić, 1996 adatai alapján

c: Zavižan és Crikvena állomásokon 2000 és 2013 között gyűjtött havi csapadékminták víz-stabilizotóp értékei alapján számított mennyiséggel súlyozott átlag, illetve évszakos átlag (nyár: áprilistól szeptemberig; tél: októbertől márciusig)

d: Zavižan és Crikvena állomásokon 2000 és 2013 között gyűjtött havi csapadékminták víz-stabilizotóp értékei alapján számított mennyiséggel súlyozott éves és évszakos (évszakhatárok mint 'c' esetben) átlagok legkisebb és legnagyobb értéke feltéve, hogy az évszakban legalább 4 hónap csapadéka reprezentálva volt.





**11. ábra: A  $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$  lineáris kapcsolata a két velebiti barlangi jégüledékben és a helyi csapadékvízben.** A barlangi jégből származó adatokat szürke pontok jelölik. A lineáris kapcsolatot kifejező vízvonalat szürke szaggatott vonal és azonos színű felirat mutatja a Vukušić-jégbarlang (A) és a Ledena-akna (B) esetében. A velebiti csapadékatokból számított, mennyiséggel-súlyozott lineáris regresszióval meghatározott vízvonalat (Hughes és Crawford, 2012) vastag kék vonal jelöli mindkét panelben; a számszerű összefüggés az A panel bal felső sarkában olvasható. A téli (októbertől márciusig) és a nyári (áprilistól szeptemberig) időszakokban hullott havi csapadék adatait kék, ill. narancssárga körök különböztetik meg. C: A  $\delta^2\text{H}$  – d-többlet kapcsolata a Vukušić-jégbarlang (narancs) és a Ledena-akna (kék) jégmintáiban.

A  $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$  lineáris kapcsolatát megjelenítő vízvonalak is szembeötlő különbséget mutatnak. A Vukušić-jégmag vízvonala,  $\delta^2\text{H} = 7,80 \times \delta^{18}\text{O} + 11,56$ , figyelemre méltóan jól egyezik a helyi csapadék [ $\delta^2\text{H} = 8,02 (\pm 0,04) \times \delta^{18}\text{O} + 15,72 (\pm 2,61)$ ] származtatott vízvonalaival (11A. ábra). A Ledena-aknából származó barlangi jég vízvonala ( $\delta^2\text{H} = 5,48 \times \delta^{18}\text{O} - 11,79$ ) (Horvatinčić, 1996) ugyanakkor jelentősen eltér a Vukušić-jégmagból származó vízvonaltól, és a helyi csapadékvíztől is (11A és B. ábra).

A két vizsgált velebiti jégbarlang vízvonalai közt észlelt eltérésen túl lényegesen különbözik a két jégösszetben a  $\delta^2\text{H}$  – d-többség kapcsolata is. A Vukušić-jégbarlang padozati jegének mintáiban a két paraméter gyakorlatilag korrelálatlan, a regressziós egyenes meredeksége 0,03, míg a Ledena-akna jégmintáinak esetében -0,28 meredekséggel szorosabb korrelációt látunk (11C. ábra).

A két barlangi jégcselvény jelentősen eltérő izotópos jellemzőket mutat, noha képződésükhöz ugyanaz a csapadék szolgált forrásául, hiszen távolságuk mindössze 1,5 km (5. ábra). Amellett, hogy a Ledena-aknából lényegesen csekélyebb számú adat áll rendelkezésre, amelyek valószínűleg nem jelenítik meg a teljes ~50 m jégcselvényt jellemző varianciát, a két barlangi jégcselvény jelentősen eltérő izotópos jellemzői bizonyosan a jégképződési rendszerük különbözőségéről árulkodnak.

A Ledena-akna fagyott üledéksora összetett genetikájú; hóból, firnből és beszivárgó víz megfagyásával képződött réteg egymásra településéből épül fel (Buzjak et al., 2014). A felszínről származó olvadékvíz és folyékony halmazállapotban érkező csapadék is könnyen vándorolhat a firn szivacszerű szerkezetében, ahol a folyékony fázis részlegesen újrafagyhat. Az oladási/fagyási ciklusok nagy valószínűséggel ismétlődően zajlanak. Az oladásnál nem kell izotóp-frakcionálódással számolni, de fagyáskor a keletkező jégben a nehéz izotópokat tartalmazó vízmolekulák dúsulnak (Judy et al., 1970; Moser és Stichler, 1980). A porózus firnben szivárgó víz esetében vékony vízréteggel számolhatunk, és akár a hóolvadékokat, akár a folyékony halmazállapotú csapadék átlagos izotópos-összetételét (3. táblázat) tekintjük kiindulásnak, a fagyási ráta és a frakcionálódási együtthatóra vonatkozó becslésektől függően, az izotópos-egyensúlyban zajló fagyási folyamat eredményeképpen a  $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$  kapcsolat meredeksége 5,5 és 6,5 között a  $\delta^2\text{H}$  – d-többség kapcsolat meredeksége -0,2 és -0,3 között várható (Lacelle, 2011). A Ledena-akna jégmintái alapján meghatározott értékek mindkét összefüggés esetében a fent említett tartományban alakulnak (11B és C. ábra).

A Vukušić-jégbarlang sokkal egyszerűbb rendszer. A jégtömb felszínét érintő oladás nyomán keletkező olvadékvíz elfolyik a jég felszínéről, nincs lehetőség a vízzáró rétegeként értelmezhető, sűrű kongelációs jégbe való beszivárgásra. Az a tény, hogy a Vukušić-jégtömb felszínén soha nem figyeltek meg tószzerűen felgyülemlt olvadékvizet, mint más

barlangokban (Kern et al., 2009a; Perşoiu et al., 2011b), tovább támogatja ezt a genetikai modellt, hogy a jéggyarapodás vékony vízfilm fagyásából történik, ha pedig olvadékvíz jelenik meg, az gyorsan elfolyik a jégtömb felszínéről.

Csapadékvizekben a  $\delta^2\text{H}$  – d-többslet közötti regresszió a diagramon egy megközelítően vízszintes vonal. A lineáris kapcsolat elméleti meredeksége, a 20°C-on a víz–vízgőz egyensúlyi fracionálódási tényezők hányadosa alapján számolva,  $\sim 0,04$  (Lacelle, 2011). A velebiti csapadékatatok alapján a helyi tapasztalati érték 0,02. A Vukušić-jégbarlang padozati jegének mintáiban a két paraméter közti regressziós egyenes meredeksége, szemben a Ledena-akna adatainak esetében tapasztaltakkal, az említett elméleti és tapasztalati meredekség közti értéket mutat, ismét csak erősítve a képet, hogy ebben a jégképződési rendszerben megőrződtek a kiindulási csapadékvíz eredeti stabilizotópos jellemzői. Izotóphidrológiai szempontból tehát a vékony vízfilmek fagyott rétegeiből felépülő barlangi jégüledék hasonló rendszernek tekinthető a jégékek egymásra települő rétegeihez, amelyek megőrzik a kiindulási vízre jellemző  $\delta^{18}\text{O}$  és  $\delta^2\text{H}$  értékeket (Meyer et al., 2015).

Mindezek ismeretében már magyarázható, hogy a Vukušić-jégmag adatai negatívabbak, a Ledena-akna adatai pozitívabbak, mint a területre hulló csapadékmennyiséggel súlyozott éves átlagos  $\delta^{18}\text{O}$  (illetve  $\delta^2\text{H}$ ) érték (3. táblázat). Sőt, a Ledena-akna jégmintáiból mért adatok átlaga, némiképp meglepő módon, a nyári félév csapadékmennyiséggel súlyozott átlagos  $\delta^{18}\text{O}$  érténél is nagyobb (3. táblázat). A Ledena-akna barlangi jég vízvonala és a  $\delta^2\text{H}$  – d-többslet kapcsolata is arról tanúskodik, hogy a firnöszletben ismétlődően lezajló oladási–fagyási ciklusok során lejátszódó fracionálódás módosította a firnöszletben a kiindulási hóra jellemző stabilizotóp-összetételt. A felhalmozódó firn izotóposan dúsult, ráadásul a dúsulás mértéke változhat a fagyási körülményektől függően. A porózus firnben a jégkristályok felszínét szublimáció is érintheti. Ez is hasonlóképp a szilárd fázisban visszamaradó frakció izotópos összetételének bedúsulását eredményezi, bár egy nedves firn rendszerben a szublimáció által érintet anyagmennyiség kicsiny az oladás által érintett anyagmennyiséghez képest (Moser és Stichler, 1980). Ezek alapján a Ledena-aknabeli vagy más hasonló genetikájú barlangi jégösszlet esetében a jég  $\delta^{18}\text{O}$  és  $\delta^2\text{H}$  értékei már nem tükrözik a kiindulási értékeket. A szelvény menti változások értelmezésekor a kiindulási csapadék összetételére következtetni csak korlátozottan lehetséges.

Ugyanakkor a Vukušić-jégmag vízvonala jól egyezik a helyi csapadék származtatott vízvonalaival (11A. ábra), sőt a regressziós egyenes meredeksége gyakorlatilag megegyezik a téli félévi csapadékra kapott meredekséggel (7,83; 3. táblázat). A  $\delta^2\text{H}$  – d-többslet kapcsolata is arról tanúskodik, hogy ebben a jégképződési rendszerben megőrződtek a kiindulási csapadékvíz eredeti stabilizotópos jellemzői. Továbbá a Vukušić-jégmag

mintáiból számolt izotópos átlagértékek szinte pontosan megegyeznek a helyi csapadékból a nem nyári hónapok ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{szept-május}} = -10,09\text{‰}$ ,  $\delta^2\text{H}_{\text{szept-május}} = -65,4\text{‰}$ ) mennyiséggel súlyozott átlagos izotópos összetételével. Mindez arra utal, hogy a Vukušić-jégbarlang jégblokkjának gyarapodását a téli csapadék táplálta; a nyári időszak csapadéka gyakorlatilag nem vett részt a padozati jég gyarapításában. Összességében tehát a fenti eredmények megerősítik a Vukušić-jégbarlang egyszerű glaciogenetikai modelljét, ahol a kongelációs jég, miután lerakódott, az erózióig megőrzi eredeti összetételét.

#### 5.1.3.3.1. A főelemek és a nyomelemek koncentrációi a barlangi jégben

A Vukušić-jégbarlangból kiemelt jégfurat felső 2 méteres szakaszának 36 barlangi jégmintára vonatkozó elemkoncentráció-adatokat a F3. táblázat tartalmazza; a 17 leggyakoribb elem koncentrációinak leíró statisztikáit a 4. táblázat összegzi.

A barlangi jégben a kalcium a legnagyobb mennyiségben előforduló elem. A további főbb elemek, amelyek koncentrációjának mediánja 60 ng/g feletti, maximális koncentrációja pedig 1 µg/g feletti, a Na, a K és a Mg. Kisebb koncentrációjú elemek a jégben, amelyek medián koncentrációja 3 és 50 ng/g között, maximális koncentrációja pedig ~40 és 400 ng/g között van, az Al, Zn, Fe, Mn és a Sr. A nyomelemek, amelyek medián koncentrációja 1 ng/g alatt, maximális koncentrációja pedig 15 ng/g alatt van, a Cr, Co, Cu, As, Rb, Ce, Pb és az U.

A barlangi jégminták a várakozásoknak megfelelően sokkal több kalciumot és magnéziumot tartalmaznak, mint a zavižani csapadék hosszú távú (1981–2009) átlagos koncentrációja (4. és 5. táblázatok). A Ca és a Mg ilyen nagymértékű feldúsulása összhangban van a barlangi jégüledékek glaciokémiai vizsgálata során tapasztaltakkal (Citterio et al. 2004b; Claussen et al., 2007; Munroe et al., 2018, 2021; Carey et al., 2019). A kalcium-koncentrációk (minimum, átlag, medián) alacsonyabbak, mint a Dobsinai-jégbarlangból jelentett értékek (20000 ppb; Claussen et al., 2007), de magasabbak, mint egy a Bergamói-Alpokban található barlang jégüledékében mért értékek (kb. 590 ppb; Citterio et al., 2004b). A földrajzilag legközelebb elhelyezkedő két szlovéniai barlangi jégösszlet közül a Paradana-barlangból mért átlagos koncentrációhoz (Carey et al., 2019) esik közel a Vukušić-jégmagban mért átlagos kalcium- és magnézium-koncentráció (4. és 6. táblázatok).

**4. táblázat: A Vukušić-jégbarlangból kiemelt jégfurat felső 2 méteres szakaszán mért elemkoncentrációk alapstatisztikai ng/g-ban kifejezve.** Ha a koncentráció valamely elem esetében kimutatási határ (LOD) alatt volt valamely mintában, akkor ott LOD/2 értéket használtam az átlag számításánál; de hogy elkerüljem az adatpótló érték felé történő torzítást, csak azokra az elemekre közlöm az értékeket, amelyek esetében a kimutatási határ alatti koncentráció legfeljebb három mintánál fordult elő. Az utolsó három oszlopban a jégfuratban elkülönített három rétegtani szintre meghatározott átlagos elemkoncentrációk szerepelnek. A három rétegtani egység jelölése és mélységtartományai (8. ábra): S1: 0–1,24 m, S2: 1,24–1,44 m, S3: 1,44–2 m

	Átlag	Medián	Min	Max	S1	S2	S3
Na	375	259	54	1990	459	415	170
Mg	174	64,1	27,8	1630	57,4	914	218
Al	70,4	50,1	9,19	231	69,2	28,3	85,9
K	261	210	<LOD	1250	279	532	140
Ca	7310	3660	2590	47500	3560	33800	8000
Cr	0,268	0,208	0,026	1,52	0,292	0,183	0,238
Mn	19,5	5,75	0,755	324	4,95	134	18,6
Fe	31,5	26,1	3,82	88,3	28,2	44,4	35,0
Co	0,082	0,039	<LOD	0,475	0,040	0,253	0,127
Cu	0,263	0,137	<LOD	2,25	0,284	0,326	0,195
Zn	42,5	32,7	5,49	148	48,8	17,3	35,6
As	0,493	0,200	0,053	3,37	0,224	2,34	0,556
Rb	1,08	0,284	0,071	13,42	0,266	5,97	1,48
Sr	6,84	3,11	1,80	45,7	2,90	33,2	8,02
Ce	0,039	0,034	<LOD	0,124	0,034	0,049	0,049
Pb	0,241	0,204	0,056	0,563	0,258	0,269	0,194
U	0,088	0,027	<LOD	0,767	0,027	0,421	0,129

A helyi talajvízzel összehasonlítva alacsonyabb értékeket találtunk a felső rétegtani egységben, és magasabbakat a második rétegtani egységben (4. és 5. táblázatok). A harmadik rétegtani egységben mindkét elem koncentrációja alacsonyabb, mint a második egységben, de csak a Ca haladja meg a talajvízre vonatkozó értéket, míg a Mg koncentrációja alacsonyabb. A második és a harmadik leggyakoribb elem a nátrium és a kálium. A jégben észlelt koncentrációjuk szintén meghaladja a helyi csapadékból mért átlagos koncentrációjukat, de elmarad a helyi talajvízben mért megfelelő elemkoncentrációktól (4. és 5. táblázatok). A két szlovéniai barlangi jégösszlet közül a Na és a K esetében is a

Paradana-barlangból mért átlagos koncentrációhoz (Carey et al., 2019) esik közel a Vukušić-jégmagban mért átlagos koncentrációjuk (4. és 6. táblázatok).

A barlangi jégben a Ca/Mg arány 29 és 117 között mozog, a három rétegtani egységben az átlagos értéke rendre 47,5, 36,9 és 36,6 (4. táblázat). Ezzel szemben a helyi csapadékban (Zavižan: 5,9) és a távolabbi szomszédságban is hasonló nagyságrendű (Iskrba: 5,2; Herceg Novi: 2,43), sőt a helyi talajvízben is csak 8,6 körül alakul a Ca/Mg arány átlaga (5. táblázat). A magas koncentrációkon kívül tehát a csapadék és a barlangi jég közötti nagy Ca/Mg különbség is erős bizonyíték arra, hogy a Ca és Mg nem a helyi légköri ülepedésből (Citterio et al. 2004b), hanem a jeges üregnek otthont adó karsztrendszerből, az epikarsztban lejátszódó víz-kőzet oldódási reakciókból (Munroe 2021) származik. A szlovéniai barlangi jégösszletekről közölt glaciokémiai adatok alapján ismét csak a Paradana-barlang jegével mutatkozik jobb egyezés. Különösen igaz ez a második és a harmadik rétegtani egységek esetében (Paradana átlag Ca/Mg: 35,8).

A Na/K arány a barlangi jégben 0,4 és 4,0 között mozog, a három rétegtani egységben az átlagos értéke rendre 1,6, 0,8 és 1,2 (4. táblázat). A helyi (Zavižan) és a dél-dalmáciai (Herceg Novi) csapadékban az átlagos Na/K arány 1,7. Ez gyakorlatilag megegyezik a felső rétegtani szint átlagkoncentrációi alapján számított arányszámmal. A helyi talajvízben az átlagos Na/K arány 0,9 (5. táblázat), ami pedig a második rétegtani szintre jellemző értékhez esik közel. A Na/K arány tehát a jégben a helyi csapadék és a talajvíz közötti értéket mutat. A szlovéniai barlangi jégösszletekről közölt glaciokémiai adatok alapján megint csak a Paradana-barlang jegével mutatkozik jobb egyezés. Viszont a Ca/Mg aránynál észlelt mintázattól eltérően ez esetben épp a felső rétegtani egységek esetében köszön vissza a Paradana jégösszletének mintáiból mért átlagos koncentráció alapján számított Na/K arány (1,42).

A Na/K arány a felső rétegtani egységben a légköri ülepedés meghatározó szerepét sugallja. Ugyanakkor, mivel a Na és K koncentrációja sokkal magasabb a felső és az alsó rétegtani egységben, mint a csapadékban, így talajvízből származó hozzájárulással is számolni kell a felső és alsó rétegtani egységek jegénél is. A Na/K arány a talajvíz dominanciájára utal a második egységben. A megfigyelt glaciokémiai változások összhangban vannak a jégmag megfigyelt rétegtanával, azaz a behordott talajból álló betelepüléssel ebben az egységben. Említést érdemel továbbá, hogy a három környékbéli barlangi jégüledék közül a koncentrációk és az elemarányok alapján is a Paradana-barlangból származó jégmintákról közölt glaciokémiai adatokhoz (Carey et al., 2019) hasonlít leginkább a Vukušić-jégbarlang felső 2 méternyi jégüledéke, főként ha a talajszenyezéssel jellemzett S2 rétegtani szintből származó adatoktól eltekintünk (4. táblázat).



**5. táblázat: A közeli csapadék és a helyi talajvíz mintáiban meghatározott átlagos elemkoncentrációk (ng/g-ban kifejezve)**

	Zavižan <sup>a</sup>	Herceg Novi <sup>b</sup>	Iskrba <sup>c</sup>	talajvíz <sup>d</sup>
Na	0,83	2,99	0,28	580
Mg	0,32	0,81	0,06	460
Al				
K	0,49	1,71	0,04	640
Ca	1,56	1,97	0,31	3970
Cr			0,15	
Mn				
Fe				
Co				
Cu			0,68	
Zn			2,45	
As			0,10	
Rb				
Sr				
Pb			0,80	

<sup>a</sup> a zavižani (helyi) csapadékban mért koncentrációk átlaga az 1981 és 2009 közti időszak adatai alapján (EMEP, 2010)

<sup>b</sup> Herceg Novi (Montenegro) állomáson 1995 és 2000 között gyűjtött csapadékminták csapadékmennyiséggel súlyozott éves átlagainak átlaga (Đurašković et al., 2012).

<sup>c</sup> Iskrba (Szlovénia) monitoring-állomáson mért átlagos elemkoncentrációk nehézfém (2008) és Na, Mg, K és Ca (2003–2008) (EMEP, 2010)

<sup>d</sup> éves átlagos elemkoncentrációk a talajvízben 10 cm mélységben az északi Velebitben (Vrbek, 2005)

**6. táblázat: Az alpi és a dinári hó- és jégmintákban meghatározott átlagos elemkoncentrációk (ng/g-ban kifejezve)**

	Lo Lc 1650 <sup>a</sup>	Snežna <sup>b</sup>	Paradana <sup>b</sup>	Durmitor <sup>c</sup>	Dolomitok <sup>d</sup>	Ortler <sup>e</sup>	Colle Gnifetti <sup>f</sup>
	barlangi jég			alpi hó/jég			
Na	44,7	317	388			44	
Mg	111,5	413	155			45	
Al						3,44	17,5
K	19,3	499	274			19	
Ca	589	13378	5551			281	
Cr					0,10	0,05	0,61
Mn						0,83	2,4
Fe					27,3	5,34	13,7
Co						0,01	0,03
Cu				1,75	0,72	0,16	0,35
Zn				10,5	3,5	0,96	4,20
As						0,02	
Rb						0,04	
Sr						0,68	
Pb				0,75		0,11	4,6
U						0,00	0,02

<sup>a</sup> a LoLc 1650 "Abisso sul Margine dell'Alto Bregai" barlangi jegében mért átlagos elemkoncentrációk (Citterio et al., 2004b)

<sup>b</sup> a szlovéniai Snežna (Snežna jama na planini Arto) és Paradana (Velika ledena jama v Paradani) barlangi jegében mért átlagos elemkoncentrációk (Carey et al., 2019)

<sup>c</sup> a Durmitorban 1997-ben 2000 és 2150 m között két helyszínen gyűjtött hómintákból mért elemkoncentrációk átlaga (Veselinović et al., 2001)

<sup>d</sup> a 2005–2008 időszak hórétegeiben mért elemkoncentrációk az Alto dell'Ortles jégsapkán gyűjtött hómintákban (Gabrieli et al., 2011)

<sup>e</sup> a Dolomitokban 1997 decemberétől 1998 áprilisáig 1000 és 3000 m között 21 helyszínen gyűjtött hómintákból mért elemkoncentrációk átlaga (Gabrielli et al., 2008)

<sup>f</sup> Colle Gnifetti (Monte Rosa) jégfurat 1950–1980 időszakra keltezett szakaszán mért átlagos elemkoncentrációk (Gabrieli, 2008 in: Gabrieli et al., 2011)

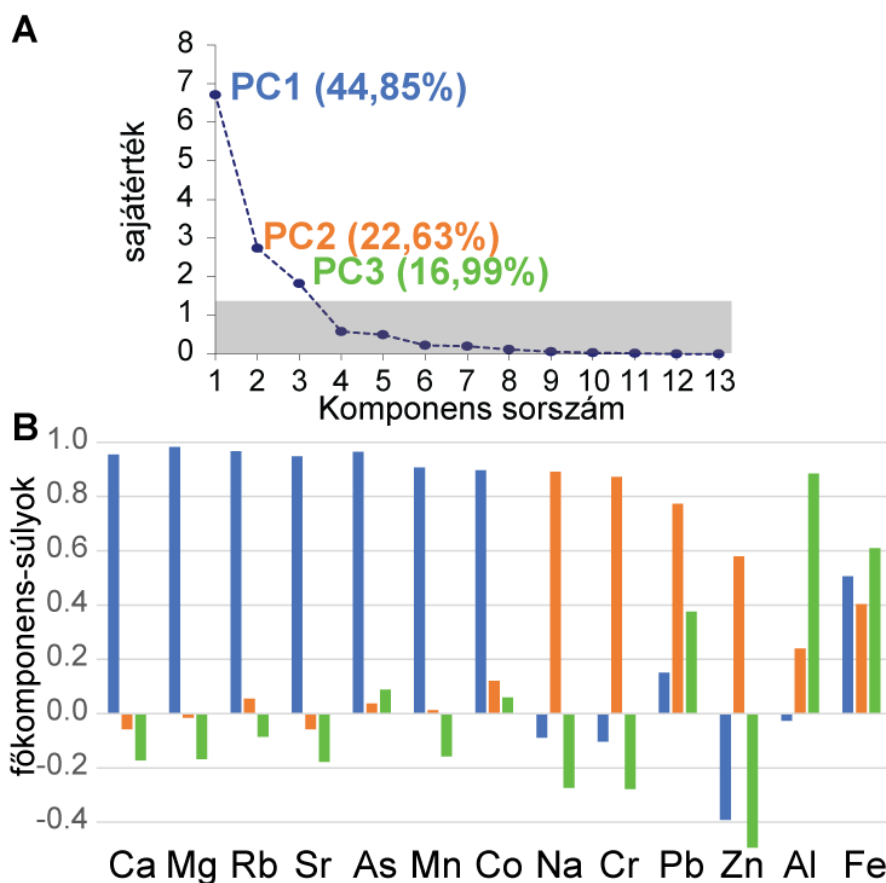
Ami a mellék- és a nyomelemeket illeti, a Zn és az As jelentős (2–20-szoros) feldúsulást mutat az iskrbai csapadékhoz képest (4. és 5. táblázatok). Ezeken kívül az Al, Ti, Mn, Rb és a Sr elemekkel együtt jelentős (>10-szeres) feldúsulást mutat az alpesi glaciokémiai referenciaadatokhoz képest (4. és 6. táblázatok). A vas átlagos koncentrációja a felső rétegtani egységben hasonló a dolomitoki hóban mért értékekhez, de a két mélyebb rétegtani egységben magasabb (4. és 6. táblázatok). A Sr a karsztos környezettel is összefügg (lásd a 5.1.3.2.2. alfejezet). A talajszennyezéssel jellemzett (S2) réteghez tartozó mintákban a Ti, Mn és Rb feltűnően megnövekedett (4. táblázat), összhangban lévén ezen elemek talajeredetű értelmezésével.

A Cr a barlangi jégben hasonló koncentrációban volt jelen, mint a közeli szlovéniai csapadékban, míg a Cu és a Pb alacsonyabb koncentrációt mutatott (4. és 5. táblázatok). A Vukušić-jégbarlang felső 2 méternyi jégüledékében a nehézfémek átlagos koncentrációi megfelelnek a tágabb környékről származó hó/firn/jég-adatok elemspecifikus tartományainak (4. és 6. táblázatok).

#### **5.1.3.3.2. A barlangi jégben meghatározott fő- és nyomelemek szelvény menti koncentrációváltozásai alapján kijelölhető csoportok és ezek értelmezése**

Az első három főkomponens sajátértéke meghaladja az 1-et, és ezek a teljes variancia 87,81%-át magyarázzák (12A. ábra). A PC1 a variancia mintegy felét (44,85%) magyarázta meg. A pontszám-koefficiensek azt mutatják, hogy a vezető komponensen a nagyobb mennyiségben előforduló elemek (Mg és Ca) kapták a legmagasabb súlyokat (12B. ábra). A Sr, Co, Rb és a Mn azonban csak valamivel kisebb főkomponens-súlyokat mutatott. A PC2 a teljes variancia több mint egyötödét (22,63%) hordozza (12A. ábra). A Na, a Cr és a Pb mutatja a legmagasabb súlyokat a PC2-n (12B és 13. ábra). A káliumot nem vontam be a főkomponens-vizsgálatba, mert koncentrációja a legmélyebb mintában a kimutatási küszöb alatt volt, de a K is jelentősen együtt változik a fenti három elemmel. Végül a PC3 a variancia 16,99%-át magyarázza (12A. ábra), és az Al és a Fe határozza meg (12B. ábra).

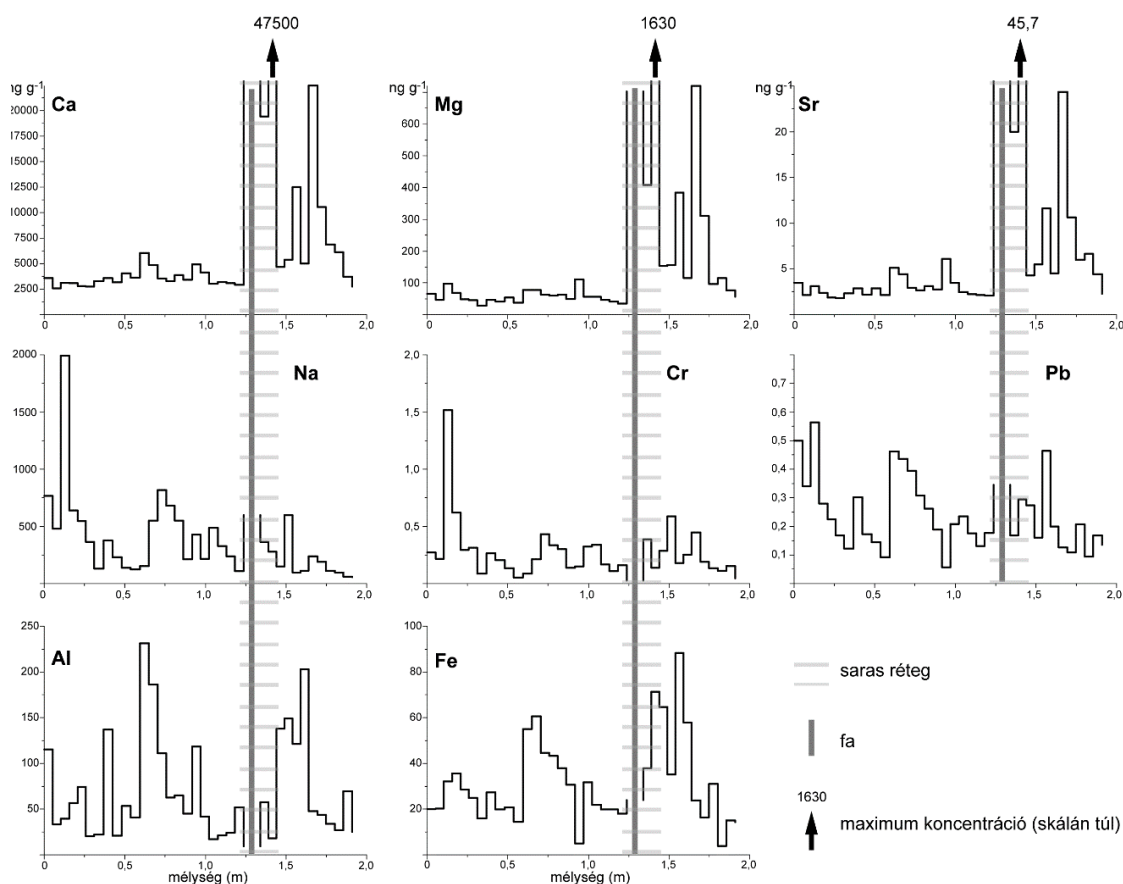
Mivel számos elem rendellenesen magas koncentrációban van jelen az talajos réteghez tartozó mintákban, gyanítható, hogy ez a szennyeződés erősen torzította az eredményeket. E hipotézis tesztelése érdekében a PCA-elemzést megismételtem a szokatlanul magas koncentrációjú minták (VS4.6, VS6.1, VS6.2) kizárásával (Kern et al., 2011b). Sem a csoportosítás, sem a főkomponens-súlyok relatív nagysága nem változott (Kern et al., 2011b), ami azt mutatja, hogy a teljes adathalmazon végrehajtott főkomponens-elemzés eredményei megbízhatóak és torzításmentesek.



**12. ábra: A Vukušić-jégbarlangból kiemelt jégfurat felső 2 méteres szakaszán mért elemkoncentráció-adatsorok főkomponens-elemzésének eredményei. A: a főkomponensek sajátértékeit szemléltető könyökdiagram ún. „scree plot”. Az egyes komponensekhez köthető varianciarányadot felirat mutatja. A szürke árnyékolás tartományába eső pontokhoz tartozó főkomponensek sajátértéke <1. B: A három vezető főkomponens esetében az elemekhez rendelt főkomponens-súlyokat megjelenítő oszlopdiaagram. Az oszlopok színezése követi az A panelen a varianciarányad feliratozásánál alkalmazott színekódot.**

A PC1 csoport jellegzetes tagja a Ca. A Mg és a Sr (12B és 13. ábra), amelyek a mészkőbarlangok csepegő vizének tipikus nyomelemei (pl. Fairchild és Treble, 2009), erősen korrelálnak a Ca-val. Ezért ez a három elem a mészkő oldódásának tulajdonítható a karsztrendszerben. Ugyancsak erősen korrelál az előbbi három elemmel a Mn és a Rb, ezek azonban nem jellemzőek a karsztos kőzetekre, hanem inkább a fent található talajból származhatnak.

Azok az elemek, amelyek nem mutatnak jelentős pozitív korrelációt a Ca által dominált változékonysággal, nem találhatók jelentős mennyiségben a barlangot befoglaló alapkőzetben, ami arra utal, hogy valószínűleg a helyi alapkőzeten kívüli más forrásra, azaz a légkörre utalhatnak.



**13. ábra: A Vukušić-jégbarlang jégüledékének felső 2 méterében mért elemkoncentrációk alapján megállapított három vezető főkomponenshez kapcsolt jellegzetes elemek koncentrációjának változása a szelvény mentén.** Az első sor (Ca, Mg, Sr) a PC1, a második sor (Na, Cr, Pb) a PC2, a harmadik sor (Al, Fe) pedig a PC3. A PC1 csoportba tartozó elemek maximális koncentrációi az iszapos réteg legmélyebb mintájában mutatkoztak.

A magas koncentrációjú elemek közül a Na kapta a legmagasabb főkomponens-súlyt a PC2-n (12B. ábra). A Cr és a Pb szintén nagy súllyal szerepel a PC2-n, és általában a jég felszínéhez közel mutat magasabb koncentrációt (12B és 13. ábra). A Cu szintén pozitívan korrelál a PC2 variációjával ( $r = 0,78$ ,  $p < 0,000$ ), de nem lehetett bevonni a főkomponens vizsgálatba, mert a Cu koncentrációja két mintában is kimutatási küszöb alatt volt. Az elemeknek ez a csoportja (Na, Cr, Cu, Pb) kissé szokatlannak tűnik, mivel a Na a tengeri aeroszol jellegzetes eleme, különösképp ilyen tengerparti helyzetben (Lekouch et al., 2010); míg a Pb és a Cu általában antropogén eredetre utal. Ezen túlmenően, amint azt fentebb láttuk, a Cr, a Cu és a Pb koncentrációja más regionális légköri eredetű adathoz hasonló koncentrációt mutat. Véltetően a közös légköri szállítási útvonal magyarázhatja a közös változásukat. Jól ismert, hogy az ólom koncentrációjának emelkedését az elmúlt

évszázadban az antropogén szennyezés (ólmozott üzemanyag) okozta (Storch et al., 2003), és Észak-Olaszország Európa egyik legnagyobb Pb-kibocsátó központja (Pacyna és Pacyna, 2000; Storch et al., 2003). Ezt gleccserkémiai bizonyítékok is dokumentálták (Schwikowski et al., 2004). A nyugatias légáramlatok mind az Észak-Olaszországban a légkörbe került ólmot, mind a tengeri aeroszolókat a közeli Adriai-tenger felől a Velebit területére szállíthatják. Ezt a magyarázatot támogatják egy kelet-adriai állomáson 1995 és 2000 között gyűjtött csapadékmintákból mért vízzoldható ionok koncentrációi, és a kapcsolódó trajektóriák közti összefüggések alapján levont következtetések is (Đurašković et al., 2012). Az eredmények rámutattak, hogy a Na koncentrációja a Nyugat-Mediterráneum felől érkező csapadékokban a legmagasabb, valamint, hogy a 0,5 mm-nél nagyobb hozamú csapadékeseményeket uralkodóan a nyugat-mediterrán és a közép-mediterrán térségből induló ciklonális cirkuláció okozza.

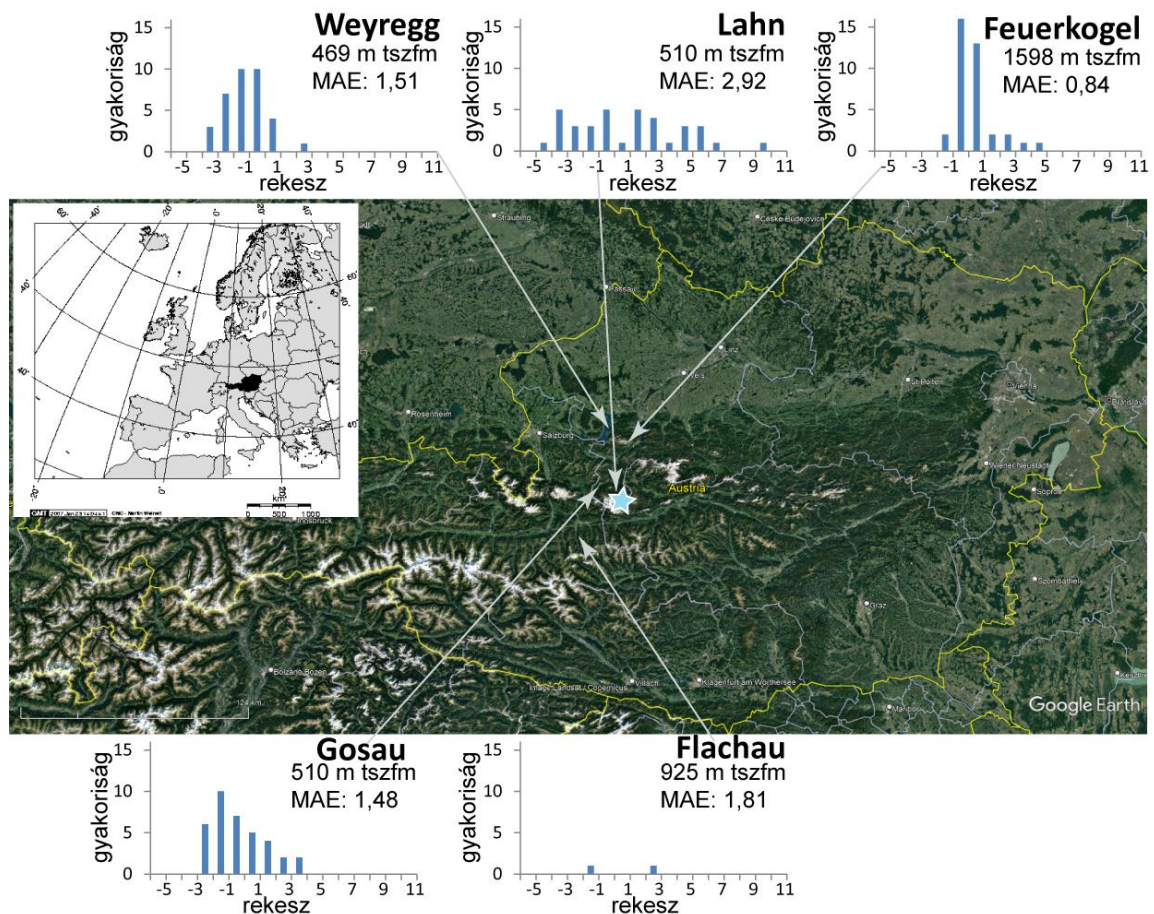
Az Al és a Fe mutatja a legmagasabb súlyokat a PC3-on (12B és 13. ábra). A barlangi jégben mért átlagos koncentrációjuk az Al esetében ~20-szorosan, a Fe esetében pedig 5-8-szorosan meghaladja ezen elemeknek az Ortleren a 2003–2007 időszakra keltezett firnrétegben mért átlagos koncentrációját (4. és 6. táblázat). A Fe azonban, különösen a felső egységben, meglehetősen jól megegyezik a Dolomitokból az 1997/98-as télről jelentett átlagértékkel (4. és 6. táblázat). A Fe és az Al egyaránt származhat geogén és ipari eredetű porból. Ezek a komponensek valószínűleg vegyesen hordozzák a távolabbi (a karsztvidéken kívülről származó) földkéreg és az antropogén források jeleit.

A Zn az egyetlen elem, amely majdnem egyenlő mértékben osztozik a PC2 és a PC3 között (12B. ábra). Ez arra utalhat, hogy a Velebit régióban a Zn kétféleképpen rakódott le. Az egyik a PC2-ben csoportosított elemekhez, a másik pedig a PC3-hoz kapcsolódik. A kettős forrásból származó, összeadódó fluxus magyarázatot adhat a környékbeli hó/firn/jég-referenciákhoz képest magasabb Zn-koncentrációra is.

Bár a Velebit-régióban nem állnak rendelkezésre információk a vizsgált fémek és félfémek múltbeli légköri kiülepedési arányairól, érdemes megemlíteni, hogy a horvát nemzeti kibocsátási leltár (Poljanac et al., 2010) a Cu és a Zn esetében növekvő kibocsátást jelentett a jégfűrást megelőző évtizedekben. Az olasz kibocsátási leltár szintén a Zn-kibocsátás általános növekedését mutatja az említett időszakban (Gabrieli et al., 2011). Következésképpen a Zn és Cu jégfelszín közelében megnövekedő koncentrációi (F3. táblázat) feltehetően a Zn- és a Cu-kibocsátás regionális növekedésének tulajdoníthatók, tovább támogatva a rézzel azonos főkomponensbe tartozó nehézfémek légköri ülepedést őrző szerepét.



## 5.2. Eredmények a dachsteini Mammut-barlang (Ausztria) jégüledékeinek kutatásából



**14. ábra:** A dachsteini Mammut-barlang elhelyezkedése és a csapadék izotópos jellemzőit megfigyelő osztrák hálózat (ANIP, Kralik et al. 2004) legközelebbi állomásai. A dachsteini Mammut-barlang helyét a főtérképen világoskék csillag jelzi. A melléktérképen Ausztriát fekete kiemelés jelöli. A térkép körül látható öt oszlopdiagram a Mammut-barlang felett (Krippenstein) és a diagram jobb felső sarkában megnevezett állomáson 1991 és 2019 között ugyanazon hónapban gyűjtött havi csapadékmintákban mért  $\delta^{18}\text{O}$  értékek különbségeinek eloszlását mutatja. Az állomás neve alatt az állomás tengerszint feletti magassága és a Krippensteinen mért havi értékekhez viszonyított eltérésekből számított átlagos abszolút hiba (MAE) szerepel. Alaptérkép forrása: GoogleEarth

### 5.2.1. A dachsteini Mammut-barlang

A dachsteini Mammut-barlang az Északi-Mészkőalpok Dachstein hegységében található (14. ábra). A Mammut-barlang összes járatának teljes hossza 65 km, függőleges kiterjedése pedig 1207 m (15. ábra), amivel Ausztria harmadik leghosszabb és ötödik legmélyebb

barlangja (Spötl et al. 2016). A befogadó kőzete felső-triász Dachsteini Mészkö. A Mammut-barlang fejlődéstörténete összetett (Plan és Xaver, 2010), és tágas freatikus járatai feltehetően ~10 Ma előtt keletkeztek (Frisch et al., 2002).

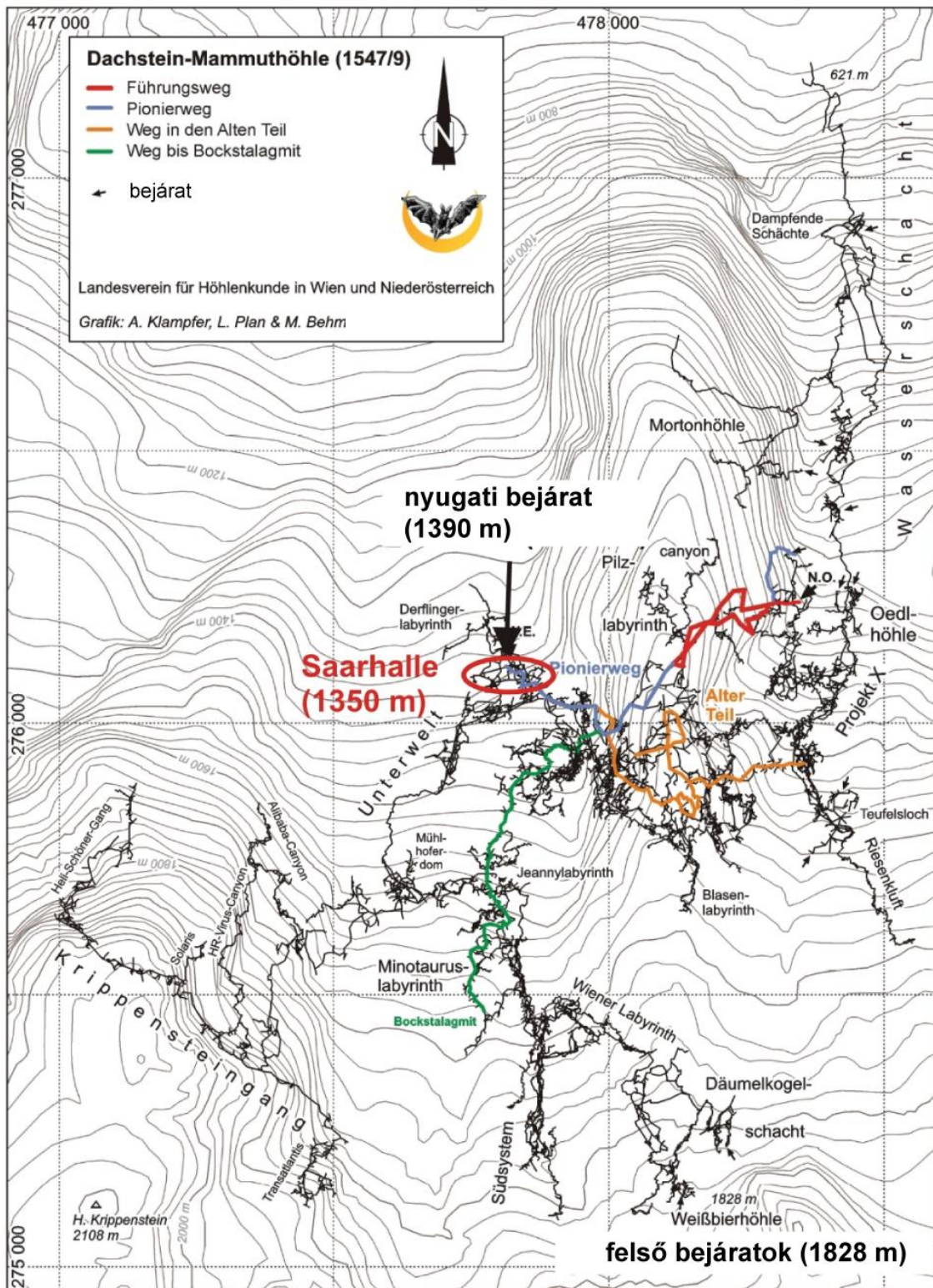
A barlangrendszernek jelenleg huszonegy bejárata ismert, a legmagasabb bejárat 1828 m tengerszint feletti magasságban található, míg a legalacsonyabb bejárat 1259 m tengerszint feletti magasságban nyílik (15. ábra). A különböző magasságban elhelyezkedő több bejárat miatt összetett szellőzési rendszer jellemzi ezt a barlangrendszert.

#### ***5.2.1.1. A dachsteini Mammut-barlang jelentősebb jégblokkjai***

A szellőzési alrendszerek egyike a barlang nyugati részét foglalja magában, ahol a Saarahalle található. A rendszerre jellemző évszakos légáramlás télen befelé, nyáron pedig kifelé irányul. A klasszikus dinamikus fő rendszeren belül a Saarahalle azonban egy különösen egyedi alrendszert mutat. A rendszer nyári szellőzési módra való váltása után ebben a teremben nem lehetett légmozgást észlelni (Mais és Pavuza, 2000), azaz a Saarahalle egy meglehetősen gyenge szellőzésű (statikus) teremnek tekinthető. A nyugati bejárat 1392 m tengerszint feletti magasságban, a Saarahalle közelében nyílik, amelynek pontos elhelyezkedése a nagy barlangrendszeren belül a barlangtérképen látható (15. ábra). A Saarahalle feletti kőzetréteg vastagságát 60 m-re becsülik.

A téli lehűlés hatása a nyugati alrendszer egyes részein elegendő az állandó barlangi jegesedés fenntartásához. Két terem, a Feenpalast és a Saarahalle, jelentős jégfelhalmozódásnak ad otthont (Spötl et al., 2018). A Saarahalle-jégtest (16. ábra) a nagyobbik. Kiterjedése  $\sim 40 \times 15$  m, és a becsült maximális jégvastagság  $\sim 6$  m (Behm és Hausmann 2008). Az üledékes aljzatot nagy sziklák uralják, és a jégtest egy tálszerű mélyedésben nyugszik (Behm és Hausmann, 2007; Hausmann és Behm, 2011), így a jég oldalirányú áramlása vagy csúszása valószínűtlennek tekinthető.





15. ábra: A dachsteini Mammut-barlang járatainak és fontosabb bejáratainak elhelyezkedése

A Mamut-barlangban 1999 és 2000 között hőmérséklet-megfigyelő hálózatot működtettek (Mais és Pavuza, 2000). A megfigyelési adatokból kiderült, hogy a Saarahalle léghőmérséklete csökkent amplitúdóval követi a Feenpalast hőmérséklet-ingadozását a téli szellőzási rendszerben (~novembertől május elejéig, Mais és Pavuza, 2000). Ez arra utal, hogy a hideg külső levegő a Feenpalaston keresztül jut be a Saarahalle termébe. A levegő hőmérséklete az év többi részében kissé a fagyponthoz emelkedik (0,1–0,2 °C). A jég felhalmozódása tehát nyáron valószínűtlen. Ezenkívül a maximális téli lehűlés során sem képződik jég, amikor a hideg felszíni levegő behatol a rendszerbe, a barlang belsejében felmelegedve kiszárad, és a jégfelület szublimálását okozza. Ezt a folyamatot már leírták az Eisriesenwelt rendszeréből (Obleitner és Spötl, 2011), amely hasonló kétirányú dinamikus szellőzási mintázatot mutat, és statikus-jellegű (hidegcsapda) jégbarlangokban is részletesen tanulmányozták (pl. Rajman et al., 1987; Perşoiu 2004). A jég felhalmozódásának egyetlen időszaka a tavaszi időszak, amikor a nagyon hideg hóolvadék bejut a barlang azon járataiba, amelyeket a téli szellőzés lehűtött. Az alpesi jégbarlangok folyamat alapú osztályozását követve (Luetscher és Jeannin, 2004b) a Mammuthöhle-rendszer a kongelációs jéggel rendelkező dinamikus barlangok közé sorolható, de ezen a nagy dinamikus rendszeren belül a Saarahalle egy statikus teremnek tekinthető.

A levegő éves átlaghőmérséklete a Saarahalle-ban az 1996 és 2000 közötti időszakban -0,10 °C és -0,46 °C között változott, a hosszú távú átlag -0,30 °C volt. A jég szint 1996 óta folyamatosan csökken, csaknem állandó, évi 7 cm-es ütemben (Mais és Pavuza, 2000).

#### ***5.2.1.2. A dachsteini Mammut-barlang jégüledékeinek felhalmozódási idejére vonatkozó információk és új lehetőségek***

A kelet-alpesi jégbarlangokban található szerves maradványok <sup>14</sup>C korairól nemrégiben készült átfogó összeállítás (Spötl et al. 2018) három adatot mutatott be a Feenpalast lelőhelyről. A Feenpalast jégtömbjének legmagasabb részén, a visszahúzódó szikla tövében a jégtalponon talált famaradvány  $695 \pm 35$  <sup>14</sup>C BP konvencionális kort adott (mintakód: GrA-14417; Mais és Pavuza, 2000). A kalibráció, a jelenlegi kalibrációs adatsor felhasználásával (Reimer et al., 2020), a 95%-os valószínűségi tartományt két intervallumra bontja (i. sz. 1267–1321 66,5%, és i. sz. 1358–1390 29,0%). A mélyebb rétegekben gyűjtött két faminta valamivel idősebb ( $851 \pm 45$  és  $1133 \pm 40$  <sup>14</sup>C BP, Spötl et al. 2018). Ezek az adatok legalább ezeréves jégre utalnak a Feenpalast jégtest alján. Ez azonban kevésbé releváns a Saarahalle-jégtest korát illetően, hiszen a Feenpalast a rendszer egy, a bejárathoz közelebbi szektorában található. Mivel mindeddig nem találtak makroszkopikus szerves anyagot a Saarahalle jégüledékében, ennek a jégblokknak a felhalmozódási idejére vonatkozóan

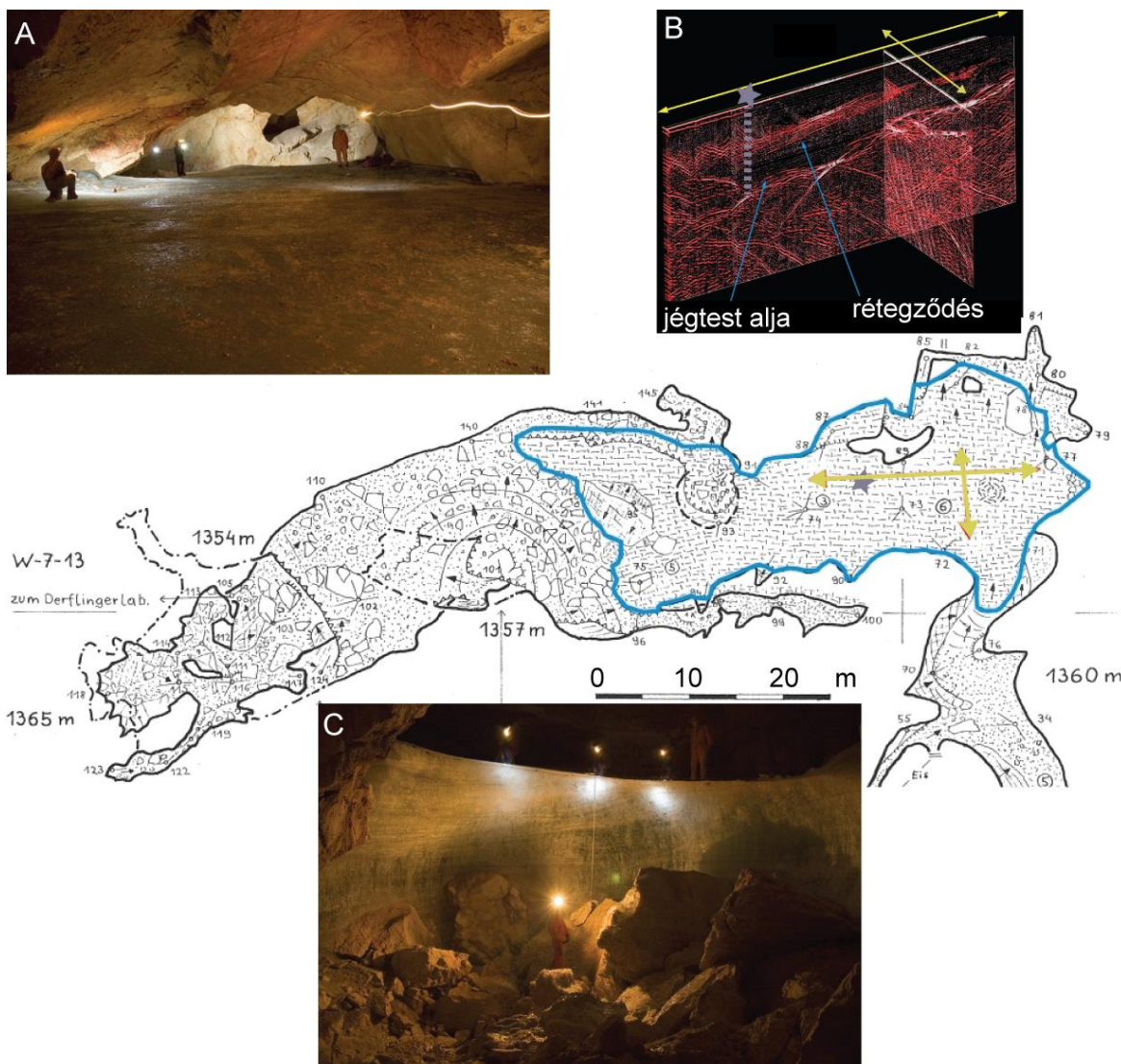
információval nem rendelkezünk. A jégüledéken folytatott többéves kutatómunka egyik kiemelt célja volt a Saarlalle-jégblokk felhalmozódási idejének tisztázása.

A modern (azaz az i. sz. 20. század közepe utáni) csapadékból származó meteorikus vizek kora a tríciumaktivitás alapján becsülhető. A trícium ( $^3\text{H}$ ) hasznos és hatékony eszköznek bizonyult a meteorikus vizekből az elmúlt 60–70 évben keletkezett barlangi jéglerakódások korának meghatározásában is (Borsato et al. 2006; Kern et al. 2009b). A Saarlalle-jégmag felső ~1,5 méteres szakaszán már történtek tríciumaktivitásra vonatkozó tájékozódó mérések nyolc mintában, folyadékszintillációs számlálással (Kern et al. 2011a). Azonban e minták egyikénél sem volt az LSC módszerrel kimutatható tríciumaktivitás. Ez alapján a Saarlalle-jégmag felső ~1,5 méterének felhalmozódási idejére 1950 előtti becslést lehetett adni. A becslés pontosítására, lényegesen nagyobb érzékenysége miatt, a  $^3\text{H}$ – $^3\text{He}$  módszer kínált lehetőséget.

A 21. század első évtizedének végén egy újszerű, gleccserjégmagokat célzó  $^{14}\text{C}$  kormeghatározási megközelítést dolgoztak ki, amely a jégmátrixba ágyazott mikroszkopikus szerves szénfrakció kinyerésén alapul (Jenk et al. 2006, 2007). A megközelítést először az Eisriesenwelt barlangi jégmagból származó mintákon tesztelték (May et al. 2011). Bár a barlangi jégmintákból leválasztott lebegő szervesanyag-részecskéken végzett radiokarbonos kormeghatározás nem hozott egyértelmű eredményt – valószínűleg az alkalmazott fagyásgátló fűrófolyadék által okozott háttérszennyezés miatt nem –, mégis sikerült egy durva becslést adni, amely az aljzati jégrétegek több ezer éves nagyságrendű felhalmozódási idejére engedett következtetni. A felszíni jégmagok esetében a módszert azóta továbbfejlesztették (Uglietti et al. 2016; Hoffmann et al. 2018), és a barlangi jég is újra felmerült mint az alkalmazás lehetséges célpontja (Hoffmann et al. 2015; Colucci et al. 2018).

A mikroszkopikus méretű oldhatatlan szervesanyag  $^{14}\text{C}$  elemzését a fagyásgátló fűrófolyadék használata nélkül kinyert barlangi jégmagból (lásd 5.2.2.1. fejezet) rendelkezésre álló archivált jégmintákon teszteltük az ATOMKI-beli kollégákkal (lásd 5.2.2.5.1. fejezet). Az új radiometrikus korok lehetővé tették az 5,8 méteres szelvény kronológiai keretbe helyezését, és új adatokkal támogatták a jégtömb felhalmozódási idejére vonatkozó korábbi vélemények felülvizsgálatát.





**16. ábra: A dachsteini Mammut-barlang Saalhalle terme és az ott található állandó jégblokk.** A Saalhalle alaprajzán (főpanel) kék vonal jelöli a jégblokk peremét. Az egymást keresztező sárga nyilak a **B** panelben látható keresztezett GPR szelvények felvételének nyomvonalát jelzik. A szürke csillag az alaprajzon és a **B** panelen a kiemelt jégfurat helyét jelöli. Az **A** panelen a jégblokk felszíne, a **C** panelen a jégblokk oldalfala látható. Az **A** és a **C** panelen látható fényképeket Andreas Neumann készítette.

## 5.2.2. Anyagok és módszerek

### 5.2.2.1. Jégfúrás

A Saalhalle jégblokkjából 2009 szeptember 1-jén kézi fúróberendezéssel jégmagot emeltünk ki (16. ábra). A fúrás helyének kiválasztásánál figyelembe vettük a jégblokk belső szerkezetéről talajradar (GPR) segítségével nyert információkat. A fúrást a jég sík felszínén végeztük (16. ábra), ahol a GPR-szondázás ~6 m-es jégvastagságra és egyértelműen réteges belső szerkezetre utalt (Hausmann és Behm, 2011). Az 5,28 m hosszú (3 cm átmérőjű)



magot a jégtest felszínétől lefelé haladva 105, egyenként ~5 cm hosszú részmintára osztottam; MH1-től MH105-ig számozva azokat. Egy minta (MH7) elveszett a mintavétel során. Minden egyes részmintát száraz, tiszta és steril 120 mL-es műanyag zacskóba zártam. A laboratóriumban hagytam, hogy a minták teljesen megolvadjanak, majd 12 mL vizet üvegfiólákba pipettáztam, és hűtőszekrényben tároltam a stabilizotóp-összetétel elemzéséhez. A többi mintát a tríciumkoncentráció és az elektrolitikus vezetőképesség mérésére használtuk fel. A jég szintjét a fúrás előtt rögzítettük, és minden mélységi adatra a "2009. szeptemberi jégfelszín alatti mélységként" hivatkozom.

#### ***5.2.2.2. Elektrolitikus vezetőképesség és a barlangi jég stabilizotópos-összetétele***

A specifikus elektrolitikus vezetőképesség (EC) mérése az olvasztott vízmintákon történt egy LABCOR Consort C533 műszerrel az MTA Atommagkutató Intézetében (jelenleg ELKH Atommagkutató Intézet). Az eredményeket 25 °C-ra korrigálva  $\mu\text{S}/\text{cm}$ -ben adtam meg.

A barlangi jég stabilizotópos-összetételének elemzését az 5.1.3.1.3. alfejezetben ismertetett módon végeztem ugyanúgy, az MTA Geokémiai Kutatóintézet (jelenleg Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet) stabilizotóplaboratóriumában. A vízvonalak meghatározása ugyancsak az 5.1.3.1.3. alfejezetben részletezett módon zajlott.

#### ***5.2.2.3. Oldhatatlan maradék***

Mivel a kutatás korábbi szakaszában számos mintát desztilláltak tájékozódó tríciummérésekhez (Kern et al., 2011a), a jégmag felső 1,65 m-es rétegében csak néhány mintát lehetett vizsgálni az oldhatatlan maradékra vonatkozóan, és a felvétel csak az MH32 mintától lefelé folyamatos.

Az oldhatatlan szennyeződések binokuláris mikroszkóppal (Zeiss Discovery V20 SteREO) vizsgáltam, és az alábbi négy típust különböztetem meg:

- a, fehér vagy sárgás színű, fogazott szélű, bolyhos aggregátumokból álló mikrolemezek
- b, okkersárga színű iszap
- c, fekete részecskék
- d, apró mészkődarabok

A leggyakoribb típusok az első kettő. A relatív gyakoriság jellemzésére a következő egyszerű osztályozási sémát alkalmaztam:

- 0: hiányzik
- 1: jelen van
- 2: bőséges

Más oldhatatlan részecskék sokkal ritkábban fordultak elő a Saarlalle jégmintáiban. Két mintában (MH92: 4,62 m és MH98: 4,81 m) fekete szemcséket figyeltem meg. Végezetül két jégmintában (MH98: 4,81 m és MH102: 5,1 m) apró, szögletes mészkődarabokat figyeltem meg. Ezek valószínűleg a múltban bekövetkezett, fokozott fagyaprózódási eseményekre utalnak.

#### **5.2.2.5. Radiometrikus módszerek**

##### **5.2.2.5.1. Radiokarbon-analízis kétlépcsős égetéssel**

A jégfurat mintáiból ötöt választottam ki a mikroszkopikus méretű szerves-frakció  $^{14}\text{C}$  elemzésére. Hármát a furat 1 és 1,5 m közti, és kettőt a 4,5 és 5 m közötti mélységtartományából. A részletes módszertani leírás az eredeti tanulmányban olvasható (Kern et al. 2018b), az alábbiakban a fontosabb pontokat emelem ki.

A mintákból a szerves szén eltávolítása C-mentes hígított foszforsavval végzett standard előkezeléssel történt, amit a minták kvarc égetőcsövekbe fagyasztva szárítása követett, és végül tiszta  $\text{O}_2$  atmoszférában két lépcsőben, először  $400^\circ\text{C}$ -on, majd  $800^\circ\text{C}$ -on, égetéssel  $\text{CO}_2$  állt elő (Molnár et al., 2013a, Újvári et al. 2016). Az első lépésben ( $400^\circ\text{C}$ -os égetés) a könnyen éghető, nem szénült szerves szén szabadul fel a jégmintákból (L frakció), míg ezt követően a második lépésben ( $800^\circ\text{C}$ -os égetés) az összes többi szénült frakció mobilizálódik, beleértve az elemi szénforrásokat is (H frakció). A fejlődött  $\text{CO}_2$  gáz grafitizálása zárt csöves grafitizációs módszerrel történt (Rinyu et al., 2015); és a két lépcsőben nyert frakciók mérése külön-külön valósult meg a debreceni EnvironMICADAS AMS rendszerrel (Molnár et al. 2013b) az MTA Atommagkutató Intézetében (jelenleg ELKH Atommagkutató Intézet).

A konvencionális radiokarbon-korokat a Stuiver és Polach (1977) ajánlásait követve számolták ki, a Libby-féle felezési idő (5568 év) felhasználásával, és az AMS-sel mért  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  arány alapján korrigálva; ilymódon figyelembe véve a természetes eredetű és a mérés során történt frakcionálódást is. A konvencionális  $^{14}\text{C}$  korok naptári évekre történő kalibrálását az 5.1.2.2. fejezetben leírtakkal azonosan végeztem, és a kalibrált eredmények közlésénél is az említett fejezetben megadott módot követtem.

##### **5.2.2.5.2. A trícium koncentrációjának mérése a $^3\text{H} - ^3\text{He}$ módszerrel**

A vízmintákat először desztillálták és fém tartályokba töltötték az MTA Atommagkutató Intézetében (jelenleg ELKH Atommagkutató Intézet). Az oldott hélium elszívása után a fém tartályt lezárták, és néhány hónapig tárolták, hogy a trícium bomlásából származó  $^3\text{He}$  fejlődhessen. A mintatartályokat a nemesgáz-tömegspektrométer minta-beeresztőjéhez csatlakoztatták, és a He-frakciót egy kettős kollektoros nemesgázizotóp-aránymérő

tömegspektrométerbe (VG 5400) eresztették, és a csúcsmagasság módszerét alkalmazva egyszerre mérték a  $^3\text{He}$  és a  $^4\text{He}$  mennyiségét (Palcsu 2002). Minden egyes mintához ultratiszta  $^4\text{He}$  spike-ot adtak (Palcsu et al. 2010).

A tríciumaktivitást tríciumegységekben fejezzük ki (1 TU = 0,119 Bq/L =  $6,68 \times 10^7$   $^3\text{H}$  atom/L). A 30–40 mL-es minták esetében a kimutatási határ kb. 0,8 TU volt, ami nagyjából egy tizede a korábban alkalmazott LSC-módszerének. A jégmagból származó tríciumaktivitások adatsorát ezután összehasonlítottam a regionálisan rendelkezésre álló csapadékadatokkal (bővebben 5.2.2.6. fejezet). A múltbeli csapadék- és jégmagminták bomlással korrigált tríciumaktivitás-szintjét, 2009 szeptemberére vonatkoztatva, 12,32 éves felezési idővel (Lucas és Unterweger, 2000) számítottam ki.

#### ***5.2.2.6. A helyi csapadék és karsztvíz vízgeokémiai jellemzéséhez használt referenciaadatok***

A csapadék stabilizotóp-összetételére közvetlenül a barlang felett (Krippenstein) 2019-ből vannak adatok az osztrák csapadékizotóp-hálózat (ANIP, Kralik et al. 2004) nyílt adatbázisában, míg a  $\delta^{18}\text{O}$  értékekre 1991 és 1994 között is sikerült további havi adatokat találni (Scheidleder et al., 2001). Bár ezek nagyon hasznos és értékes adatok, de a megbízhatóbb izotóphidrológiai referenciának azért hosszabb és teljesebb adatsorra volt szükség. Ezért összevettem az ANIP minden, a barlangtól 35 km-nél közelebb található állomásának (14. ábra) havi  $\delta^{18}\text{O}$  adatait a Krippensteinen észlelt értékekkel. A legkisebb átlagos abszolút eltérést Feuerkogel (47,82°N, 13,72°E, 1598 m tszfm) esetében találtam, sőt a havonkénti differenciák interkvartilis tartománya szinte alig haladja meg az analitikai hibát (14. ábra). Előnyös körülmény még, hogy Feuerkogel magassága viszonylag jól közelíti a Mammut-barlang feletti terep, és így a beszivárgási terület magasságát (Kern et al., 2011a), továbbá hegyi állomás lévén csapadék-stabilizotópos jellemzőit kevésbé befolyásolják a felhő alatti párolgási folyamatok (Fröhlich et al., 2008). Mindezekre tekintettel Feuerkogel állomást választottam a helyi csapadék referencia-adatsorának a Saarlalle jégfuratból nyert stabilizotópos jellemzők értékeléséhez. További előny, hogy Feuerkogel állomásnál a múltbeli csapadék havi átlagos trícium koncentrációjára vonatkozóan 1973 januárig visszamenően is rendelkezésre állnak adatok az ANIP adatbázisban. Feuerkogel idősorát 1973 január előtt Bécs adataival (IAEA, 2020) egészítettem ki.

A Dachstein területén működő karsztvízfigyelő-hálózat adatállományából (Scheidleder et al., 2001) kiválasztottam a Mammut-barlanghoz legközelebb elhelyezkedő három karsztforrást. Ezek a Koppenbrüllerquellen, a Meisenbachquelle és a Hirschbrunn.

Stabilizotóp-összetételre és elektrolitikus vezetőképességre vonatkozó adataikat a helyi karsztvíz referenciájaként használtam. E három forrás vízből mért vezetőképességi értékek 9 és 200  $\mu\text{S}/\text{cm}$  között mozogtak. A legalacsonyabb érték kiugrónak tűnik. A karsztvizek esetében oly mértékben szokatlan, hogy még a helyi esővizekre jellemző tartománynak (3–20  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , Kralik et al., 2005) is a legalacsonyabb értékeit közelíti. A többi adat 120  $\mu\text{S}/\text{cm}$  feletti értékeket mutat, és ezt az értéket fogadtam el az elektrolitikus vezetőképesség "helyi karsztvíz"-re jellemző tartományának alsó küszöbértékeként.

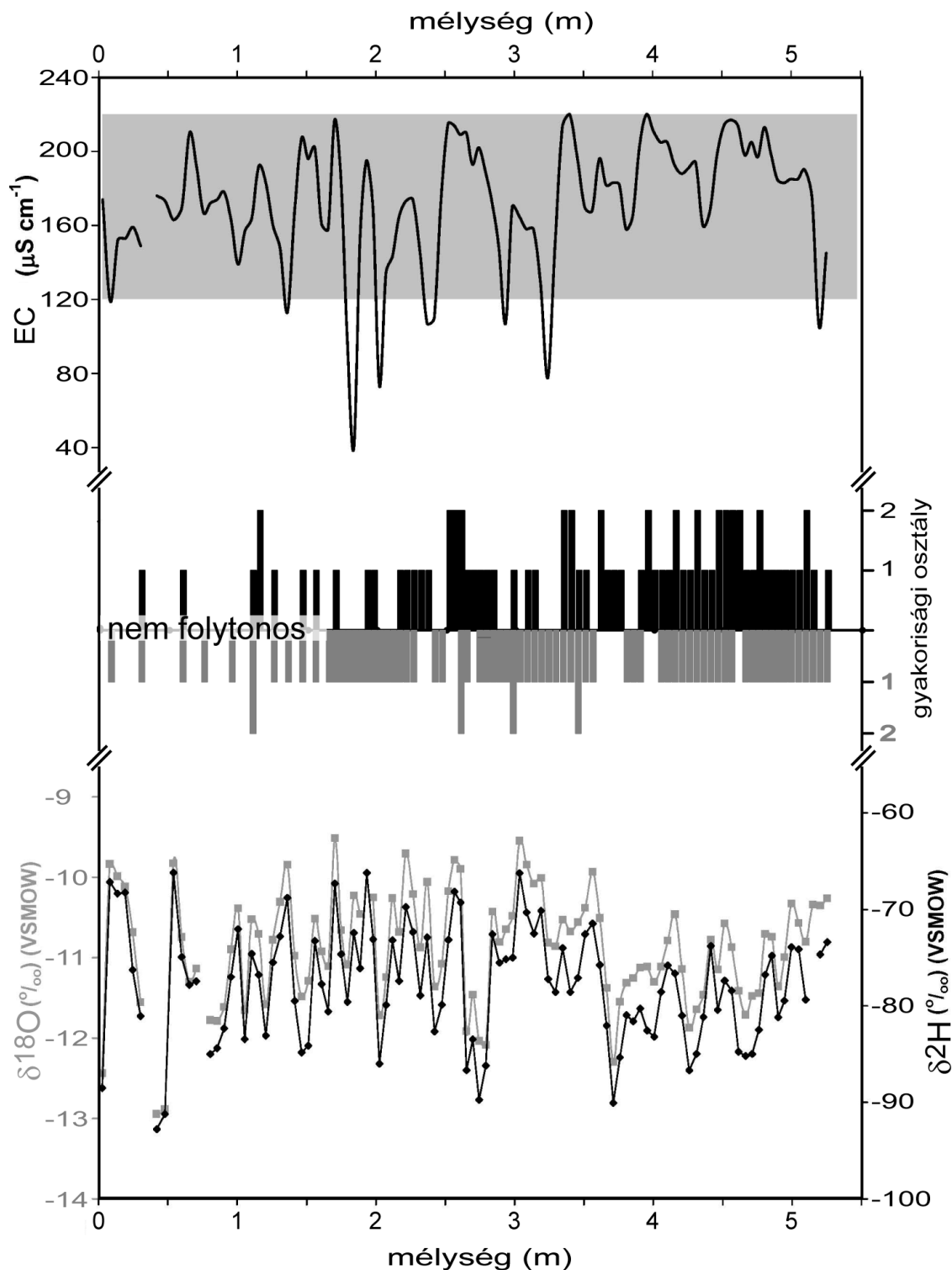
### 5.2.3. Eredmények és következtetések

#### 5.2.3.1. Vezetőképesség és oldhatatlan összetevők

A Saarlalle jégblokk mintáiban az EC-értékek 39,6 és 220  $\mu\text{S}/\text{cm}$  között váltakoztak. A jégmag felső 1,3 m-es szakaszán és a 3,3 m alatti szakaszon az EC-értékek változékonysága kisebb, ezzel szemben a köztes szakaszon nagy ingadozásokat mutat. A helyi karsztforrások értékeivel összehasonlítva elmondható, hogy a barlangi jégmintákra jellemző értékek nagymértékben átfednek a karsztforrásokra jellemző tartománnyal, kivéve néhány nagyon alacsony EC-értéket (17A. ábra). A jégmag egyes szakaszain mért alacsonyabb vezetőképességeket két lehetséges ok magyarázhatja. Egyrészt ezek gyors beszivárgásból származó vízre utalhatnak, amely minimálisan érintkezett a talajjal vagy a karbonátos alapkőzetekkel, így oldottanyag-tartalma kisebb. Másrészt a vízgőz kondenzációja és megfagyása révén képződött jégréteg szintén alacsony vezetőképességi értékeket eredményezhet.

Az oldhatatlan összetevők leggyakoribb kategóriái megjelenésükben teljes mértékben egyeznek az Eisriesenwelt-barlang (Tennengebirge, Ausztria) jégfuratának vizsgálata során leírtakkal (May et al., 2011). Az analógia alapján a "fehér/sárgás mikrolemezek és aggregátumok" kifagyásos karbonátként, az "okkersárga iszap" pedig agyagként azonosítható.

Az EC és a "fehér/sárgás mikrolemezek és aggregátumok", valamint az "okkersárga iszap" három gyakorisági osztálya közötti korreláció  $r = -0,12$  ( $df = 83$ ,  $p = 0,28$ ), illetve  $r = 0,7$  ( $df = 83$ ,  $p < 0,001$ ). Ez azt jelzi, hogy a Saarlalle jégmag EC-változásának fő oka nem a kifagyásos karbonát jelenlétéhez, hanem a vízforrás iontartalmának változásaihoz kapcsolódik.



**17. ábra: A Saarlalle-jégtestből kinyert, 5,28 m hosszú barlangi jégmag elemzési eredményei. A:** A jégmag elektrolitikus vezetőképességi profilja. A Koppenwinkel területéről származó helyi karsztforrások EC-tartományát világosszürke árnyékolás jelöli. **B:** Az oldhatatlan részecskék mennyisége (0 – hiányzik, 1 – jelen van, 2 – bőséges) a jégmagmintákban: "okkerszínű iszap" (fekete oszlopok), "fehér-sárgás mikrolemezek és aggregátumok" (szürke oszlopok). Az utóbbiak esetében a skála fordított! **C:** A jégminták stabilizotóp-összetétele ( $\delta^{18}\text{O}$  – szürke,  $\delta^2\text{H}$  – fekete)

Az Eisriesenwelt-barlang jégének EC-értékei hasonlóan változóak (May et al., 2011), de jellemzően alacsonyabbak, mint a Saarahalle jégfurat esetében, annak ellenére, hogy mindkét barlang ugyanabban a befogadó kőzetben alakult ki, és hasonló magasságban található. Emellett May és munkatársai (2011) eltérő kapcsolatot figyeltek meg az EC és az oldhatatlan részecskék előfordulása és gyakorisága között. Ez arra utalhat, hogy a hasonlóságok ellenére érdemi különbség(ek) lehet(nek) a jégképződést illetően a két barlangrendszer között, pl. a karsztvíz és a felszíni víz mértékének hozzájárulásában.

**7. táblázat: A Saarahalle-jégmag, a barlang környékén hullott modern csapadék (Feuerkogel) és a helyi karsztvíz (Scheidleder et al., 2001) stabilizotóp-összetételét jellemző alapstatisztikák**

	minta (db)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)		d-többlet (‰)		$s^a$	
		átlag	min/max	átlag	min/max		
jég	mind	102	-10,88	-12,95/-9,51	9,2	6,2/12,7	8,13
	kis EC <sup>b</sup>	9	-10,68	-11,72/-9,84	8,8	7,6/10,0	8,50
	normál EC <sup>c</sup>	93	-10,90	-12,95/-9,50	9,3	6,2/12,7	8,07
csapadék	átlag	389	-11,80 <sup>d</sup>	-13,10/-10,05 <sup>e</sup>	12,5 <sup>d</sup>	11,4/14,2 <sup>e</sup>	8,23
	nyár	193	-10,61 <sup>d</sup>	-12,01/-8,77 <sup>e</sup>	13,1 <sup>d</sup>	11,5/14,4 <sup>e</sup>	8,24
	tél	196	-13,40 <sup>d</sup>	-15,8/-11,80 <sup>e</sup>	11,8 <sup>d</sup>	10,1/16,5 <sup>e</sup>	8,02
karsztvíz	48	-12,16	-15,01/-9,41	10,9	9,4/13	7,85	

a: a  $\delta^{18}\text{O}$  –  $\delta^2\text{H}$  lineáris kapcsolatát jellemző meredekség

b: EC < 120  $\mu\text{S}/\text{cm}$

c: EC > 120  $\mu\text{S}/\text{cm}$

d: Feuerkogel állomáson 1973 és 2009 között gyűjtött havi csapadékminták víz-stabilizotóp értékei alapján számított mennyiséggel súlyozott átlag, illetve évszakos átlag (nyár: áprilistól szeptemberig; tél: októbertől márciusig)

e: Feuerkogel állomáson 1973 és 2009 között gyűjtött havi csapadékminták stabilizotópos értékei alapján számított mennyiséggel súlyozott éves és évszakos (évszakhatárok mint 'd' esetben) átlagok legkisebb és legnagyobb értéke, feltéve, hogy az időszakban legalább 4 hónap csapadéka reprezentálva volt.

### 5.2.3.2. A jég stabilizotópos jellemzői

A barlangi jégminták stabilizotópos adatai -12,95 és -9,51‰, illetve -93 és -66‰ között mozognak a  $\delta^{18}\text{O}$  és a  $\delta^2\text{H}$  értékek esetében (F4. táblázat, 17C. ábra). A d-többlet 6,2 és 12,7 között változik (F4. táblázat, 7. táblázat). A stabilizotóp-értékek gyenge antikorrelációt mutatnak az elektrolitikus vezetőképességgel (a  $\delta^{18}\text{O}$  és az EC esetében  $r = -0,18$ ,  $df = 100$ ,  $p = 0,072$ ). A barlangi jég átlagos  $\delta^{18}\text{O}$  értéke (-10,88‰) kevésbé negatív, mint a két

számításba vehető kiindulási vízforrás (7. táblázat), azaz a Feuerkogelnél lehullott csapadék hosszú távú mennyiséggel súlyozott éves átlagos  $\delta^{18}\text{O}$  értéke (-11,80‰) illetve a három karsztforrás átlaga (-12,16‰).

Az elektrolitikus vezetőképességi adatok döntő többsége a karsztvíz tartományába esett (17A. ábra), ám akadtak kisebb EC-értékű minták, amelyekkel kapcsolatban felmerült (5.2.3.1. fejezet), hogy ezek a vízgőz kondenzációja és megfagyása által képződött jégrétegek is lehetnek. De ha ezek a jégrétegek a barlangi vízgőz kifagyásából keletkeztek volna, akkor a  $\delta^{18}\text{O} - \delta^2\text{H}$  síkon jóval a csapadékvízvonal, vagy a barlangi jégre jellemző vízvonal fölött kellene elhelyezkedniük (Lauriol és Clark, 1993; Lacelle et al., 2009). Mivel a Saarlalle-jégmag kis EC-értéket mutató mintáinál nem ezt látjuk (18A. ábra), így ez az eset kizárható, és a kis vezetőképességű rétegek gyors beszivárgásból származó víz megfagyásához köthetők.

A Saarlalle-jégmag esetében a  $\delta^{18}\text{O} - \delta^2\text{H}$  lineáris kapcsolatát megjelenítő vízvonal egyenlete  $\delta^2\text{H} = 8,13 \times \delta^{18}\text{O} + 10,6$ . Ez mind a meredekség, mind a tengelymetszet tekintetében a helyi csapadékvíz és a karsztvíz közötti értékeket jelent. Ugyanakkor az adatok alatta maradnak mindkét vízvonalnak (18A. ábra). Bár ez a kép megfelel a Saarlalle-jégmag és a jégképződés két lehetséges forrásának mintáira számított d-többslet átlagos és szélsőértékei sugallta viszonyoknak (F4. táblázat, 7. táblázat), ugyanakkor mégis meglepő, hiszen a fagyási folyamat akár zárt, akár nyílt rendszerben történik (Jouzel és Souchez, 1982; Souchez és Jouzel, 1984), a keletkezett jégre a kiindulási víznél kisebb meredekségű vízvonalat eredményezne.

A  $\delta^2\text{H} - d$ -többslet lineáris kapcsolatára a barlangi jégmintákban, akár a teljes mintahalmazt (18B. ábra), akár a kis és normál vezetőképességű mintákat külön vizsgálva (18C. ábra) egyaránt 0,08 ( $R^2$ : 0,1 és 0,24 között) meredekségű tapasztalati összefüggés adódik. Ez a vízvonalak viszonyánál is elgondolkodtatóbb, hiszen a Saarlalle jégblokkja megjelenése alapján kongelációs jégnek azonosítható, de vízből történő fagyással megvalósuló jégképződés esetén a  $d$  és a  $\delta^2\text{H}$  között mindenképp negatív kapcsolat várható, csupán a meredekség függ a rendszer tulajdonságaitól (kiindulási víz izotópos összetétele, fagyási sebesség, nyílt vagy zárt rendszer) (Lacelle 2011). A Saarlalle-jégmag mintáira kapott meredekség kétszerese a csapadék eredetű vizekre általánosan jellemző, a  $d$ -többslet és  $\delta^2\text{H}$  közti gyenge korrelációhoz kapcsolódó, 0,04 körüli (Lacelle 2011) meredekségnek. De ha vékony vízfilm gyors fagyásával épülne a jégtömb, akkor a meteorikus vizekre jellemző  $\delta^2\text{H} - d$ -többslet kapcsolatnak kellene tükröződnie (lásd 5.1.3.2.1. fejezet), azaz ennél nagyobb meredekségre ekkor sem számíthatnánk. Ezek alapján tehát a Saarlalle-jégmagot jellemző  $\delta^2\text{H} - d$ -többslet kapcsolat sem vékony vízfilm gyors fagyásával, sem vastagabb jégréteg zárt rendszerű, sem nyílt rendszerű fagyásával nem magyarázható. A rejtélyes

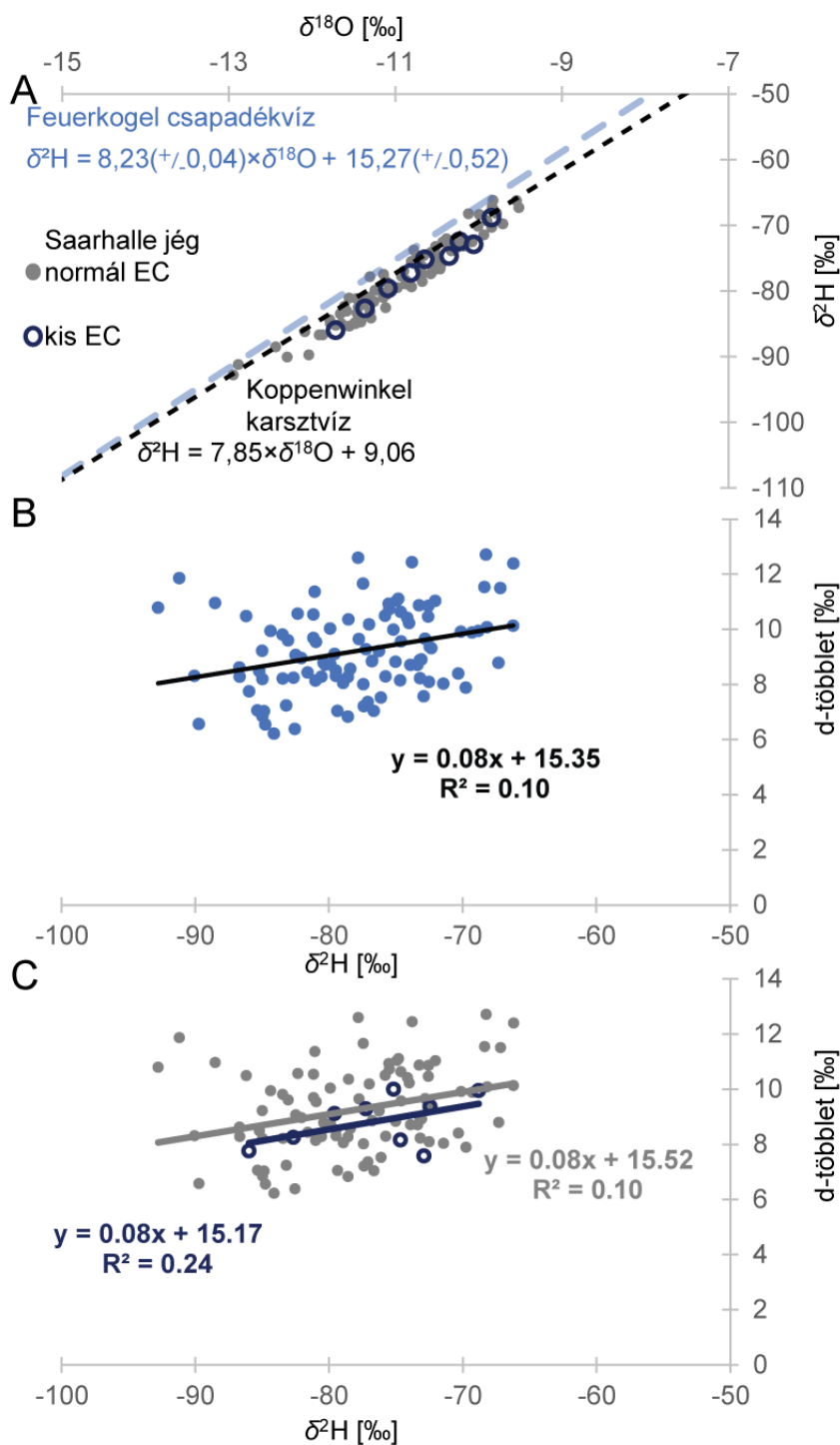


helyzet tisztázásához részletesebben meg kell vizsgálni a jéganyag stabilizotópos jellemzőit és a lehetséges modelleket.

Valószínűsíthető, hogy a barlangi jégképződés fő forrása a beszivárgó csapadékvíz, de ugyanez mondható el a karsztvízről is. A karsztvízre jellemző tartományánál kisebb vezetőképességű minták kihagyása után számított átlagos izotópos paraméterek mindegyike közelít a karsztvízre jellemző átlagértékekhez (7. táblázat), de az eltérés még ekkor is szembetűnő. Egyik lehetséges magyarázatnak kínálkozhat az évszakos eltolódás, azaz a barlangi jégképződés csak az év bizonyos időszakában zajlik.

Tekintettel arra, hogy a jégképződés a Saarlalle teremben elsősorban tavasszal történhet, ezért a csapadék stabilizotóp-összetételére jellemző menetet figyelembe véve a várható nehézizotóp-aránynak valójában alacsonyabbnak kellene lennie, mint az átlagos éves csapadék, ami éppen ellentétes a barlangi jégmintákban megfigyeltekkel (7. táblázat). Ezt támogatják a d-többllet értékek is, amelyek alacsonyabbak, mint a csapadék (bármely évszakot tekintve), vagy a források értékei (7. táblázat). Ezek az alacsonyabb d-többllet értékek a viszonylag magas izotóptértékekkel együtt egyértelműen a jégképződés során bekövetkező kinetikus frakcionálódásra utalnak, azaz a nehéz H- és O-izotópokat tartalmazó vízmolekulák preferenciális beépülésére a jégbe. Ez a folyamat hasonlatos a jégárak alján lejátszódó ismételt olvadási–fagyási ciklusok eredményeként keletkező jégrétegeknél megfigyeltekkel (Jouzel és Souchez, 1982), és más barlangi jég előfordulások esetében is feltételezték ezt (Citterio et al., 2004b; May et al., 2011; Persoiu et al., 2011b).

Ugyanakkor a barlangi jég vízvonalának meredeksége 8 körüli, akár egyben tekintjük a teljes adathalmazt, akár külön-külön a kis és normál vezetőképességű mintákat (7. táblázat). Egy egyszerű, zárt rendszerben zajló fagyási folyamatot feltételezve arra kell számítanunk, hogy a keletkező jégre a  $\delta^{18}\text{O} - \delta^2\text{H}$  összefüggés meredeksége a kiindulási vízvonal meredekségénél kisebb lesz (Jouzel és Souchez, 1982). Zárt rendszerben végbemenő fagyást feltételezve a fagyási meredekségre 6,7 körüli érték várható, a víz–jég egyensúlyi frakcionálódási tényezőkre vonatkozó becslések (Suzuoki és Kumura 1973; Lehmann és Siegenthaler 1991) és a karsztvíz vagy a Feuerkogel-mennyiséggel súlyozott csapadék éves átlagának felhasználásával. Ennél az elméleti alapon becsült meredekségnél a Saarlalle jegéből nyert minták mért adatai alapján meghatározható meredekség egyértelműen nagyobb (7. táblázat). A Saarlalle jégképződésére azonban egy nyílt rendszerű megközelítés megfelelőbb modell lehet. De egy egyszerű nyitott rendszerben zajló fagyási folyamat eredményeképpen a  $\delta^{18}\text{O} - \delta^2\text{H}$  összefüggés esetében még kisebb meredekségre kell számítani (Souchez és Jouzel, 1984).



**18. ábra: A Saarlalle-jégmag és lehetséges forrásaink stabilizotópos jellemzői. A:** A barlangi jégminták  $\delta^{18}\text{O}$  –  $\delta^2\text{H}$  kapcsolata. A helyi csapadékvízvonal (világoskék) a Feuerkogel állomáson az 1973 és 2009 közötti időszakban gyűjtött havi csapadékminták adatain alapul (ANIP). A három legközelebbi karsztforrás adatai (Scheidleder et al., 2001) alapján meghatározott karsztvízvonal (fekete szaggatott). **B:** A  $\delta^2\text{H}$  – d-többlet kapcsolat a barlangi jégmintákban. **C:** akárcsak B, de a normál és kis EC-értékekkel jellemzett jégmintákra külön számítva. A normál és kis EC-minták jelölése az A és a C panelben azonos.

A Saarlalle-jégfurat adatai, bár csekély mértékben, a jég valószínűsíthető utánpótlását adó vizek vízvonalai alatt helyezkednek el (18A. ábra), a barlangi jég vízvonálának számított meredeksége 8 fölött van (7. táblázat). Ezért ezek az eredmények nem magyarázhatók sem zárt rendszerű fagyással, sem egyszerű nyitott rendszerű modellel.

A Gruben-gleccser aljzati jégét tanulmányozva alacsonyabb d-többletet találtak a gleccserjéghez képest, amelyet az éves csapadékot tükrözőnek tekintettek, és a  $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$  regresszió meredeksége 8,19 volt az aljzati jég esetében, szemben a gleccserjég 7,96-os értékével (Souchez és de Groot 1985). Szimulálták, amikor a fagyási folyamat során a maradék vízhez folyamatosan negatívabb izotópos összetételű víz keveredik (tkp. a kifagyó víz negatívabb izotópos összetételű vízzel pótlódik). Azt találták, hogy ha a fagyási sebességhez képest viszonylag magas a negatívabb izotópos összetételű komponens fluxusa, akkor ebben a rendszerben a keletkező jég d-többlete jellemzően alacsonyabb, mint a kiindulási komponensé, de vízvonálának meredeksége megközelíti a 8-as értéket (Souchez és de Groot 1985).

A Dachstein Koppenwinkel területének karsztforrásai azt mutatják, hogy kora tavasszal, a hóolvadás előtt nehéz izotópokban kevésbé kimerült víz van jelen a karsztos víztartóban (Scheidleder et al., 2001). A hóolvadékból származó beszivárgás csúcsának idején (április-május) a karsztvíz stabilizotópos összetétele éves menetét tekintve éppen a legkevésbé negatív. Hasonló fáziseltolódásról számoltak be egy romániai jégbarlangból, ahol a késő tavaszi jégfelhalmozódást a beszivárgás késleltető hatása miatt az előző téli csapadékhoz hasonló izotópos összetételű csepegővíz táplálta (Kern et al., 2009a). A Saarlalle-jégtest esetében az izotópos összetétel szempontjából kevésbé kimerült tavaszi karsztvíz játszhatja az egyik komponens szerepét, és ez keveredik a beszivárgó hóolvadékkal (a negatívabb izotópos összetételű második komponenssel). Ez a meglehetősen bonyolult jégképződési rendszer eredményezheti a  $\delta^2\text{H}$  – d-többlet esetében észlelt különös kapcsolatot, amely sem a csapadékvizek, sem a fagyással keletkező jégre jellemző összefüggéssel nem azonosítható. A Saarlalle-jégmag stabilizotópos jellemzőinek értelmezése arra vezetett, hogy a jég stabilizotópos összetételében tapasztalható változások alapján paleoklimatológiai következtetések levonása aggályos. De a jégben konzervált egyéb archívumok (pl. növényi mikro- és makrofossziliák) hordozhatnak értékes környezettörténeti információt. De ezek értelmezéséhez és a jégtömeg változásainak értelmezéséhez is nélkülözhetetlen a jégtest felhalmozódási idejének a meghatározása (Luetscher et al., 2013, Kern 2018).

**8. táblázat:** A Saarhalle-jégtömbből kiemelt furat részmintáiból szeparált oldhatatlan szerves szén-frakciók kétlépcsős égetéses radiokarbon-vizsgálata során nyert konvencionális korok és azok kalibrációi

minta kód	mélység (m) <sup>a</sup>	égetés <sup>b</sup>	C hozam (μg)	labor kód	<sup>14</sup> C kor (BP) (±1σ)	<sup>14</sup> C korrigált (BP) (±unc) <sup>c</sup>	kalibrált medián kor (95,4%)	modellezett medián kor (95,4%)
MH21	1,11	L	110	DeA-9913	1180±35	$\Delta R$ becsléshez használva		
		H	500	DeA-8567	4975±40			
MH24	1,26	L	110	DeA-9914	1790±35	$\Delta R$ becsléshez használva		
		H	30	-				
MH26	1,36	L	60	-				i.sz. 1878
		H	10	-				(i.sz. 1651-1954)
MH92	4,62	L	470	DeA-6808	4550±40	3070±110	i.e. 1339 (i.e. 1516-1132)	i.e. 1362 (i.e. 1546-1116)
		H	1720	DeA-6809	17140±80			
MH98	4,90	L	180	DeA-6810	4990±70	3510±130	i.e. 1615 (i.e. 1830-1423)	i.e. 1672 (i.e. 1941-1445)
		H	160	DeA-6811	10460±160			

a: a vizsgált szakasz középpontja a 2009 szeptemberi jégszint alatt

b: kétlépcsős égetés frakciói L: 400°C és H: 800°C

c: az analitikai és a  $\Delta R$  becslést terhelő bizonytalanságokból becsülve

### 5.2.3.2. A radiometrikus vizsgálatok eredményei és a jégösszlet felhalmozódási idejének becslése

A legtöbb minta elegendő szenet adott az alkalmazott zárt csöves grafitizációs módszerhez ( $> 0,1$  mg, Uglietti et al., 2016) és így az AMS  $^{14}\text{C}$  elemzéshez. Kivétel az MH24 magasabb hőmérsékleten kezelt H frakciója és az MH26 minta mindkét frakciója. A H frakcióra kapott  $^{14}\text{C}$  eredmények lényegesen idősebb kort adtak, mint az L frakcióé (8. táblázat). Ezek az eredmények azonnali módszertani figyelmeztetéssel szolgálnak, mivel az alkalmazott enyhe savas kezelés és az összes széntartalom  $800\text{ }^\circ\text{C}$ -on történő egylépcsős égetése sok AMS-laboratóriumban szabványos protokoll. Az egylépcsős égetés esetén azonban a különböző szénfrakciókból olyan "kevert" eredményt kapnánk, ami hamis korbecslést eredményezne. Ezen túlmenően a  $800\text{ }^\circ\text{C}$ -os égetés (H frakció) esetében a lépcsőzetes égetésből kapott korok ellentmondanak a minták rétegtani helyzetének, míg a  $400\text{ }^\circ\text{C}$ -os égetés (L frakció) eredményei megfelelnek a rétegtani helyzetnek (8. táblázat). De az L frakció eredményei is csak maximális korbecslésként értelmezhetők (a jégréteg nem lehet ennél a kornál idősebb), mivel a jégrétegben megfagyott víz már idős szerves szenet hordozhatott (pl. a felszínen a beszivárgás során az idős talajszénből származott). Továbbá ezek az eredmények magyarázatot adnak az egylépcsős  $^{14}\text{C}$  elemzéssel kapott, a vártnál idősebb korra, amelyet egy, a Déli-Alpokban található barlangi jéglelőhelyről jelentettek (Colucci et al., 2016).

A H frakció jóval alacsonyabb aktivitására egy lehetséges magyarázat, hogy a mintában maradtak  $^{14}\text{C}$ -mentes idős szénből keletkezett, széntartalmú ásványi fázisok, amelyek részben ellenálltak az alkalmazott enyhe savas kezelésnek. Az, hogy az MH98 mintában, amely a legnagyobb mennyiségű szenet adta a H frakcióban, és a legöregebb látszólagos kort mutatta (8. táblázat), apró mészkődarabokat figyeltem meg (5.2.2.3. fejezet), alátámasztja ezt a lehetséges magyarázatot.

A 11 elemzett minta közül négy mutatott minden kétséget kizárhatóan nullától különböző tríciumaktivitást (9. táblázat, 17. ábra), annak ellenére, hogy, az első nyolc, kevésbé érzékeny LSC mérési technikával végzett tájékozódó mérés közül egyik sem szolgáltatott kimutatható tríciumaktivitást (Kern et al., 2011a). Ennek technikai magyarázata lehet, hogy az LSC-módszerrel a kimutatási határ tízszer magasabb volt, mivel a kis mintamennyiség miatt nem lehetett elektrolitikus dúsítást alkalmazni. De szerencsétlen véletlen is lehet, hiszen pl. az MH15 jelű minta  $30$  TU feletti aktivitását LSC-vel is ki lehetett volna mutatni. A jégmagból származtatott tríciumrekordot összehasonlítottam a regionálisan rendelkezésre álló szisztematikus csapadék-monitoring során gyűjtött adatokkal (19. ábra).

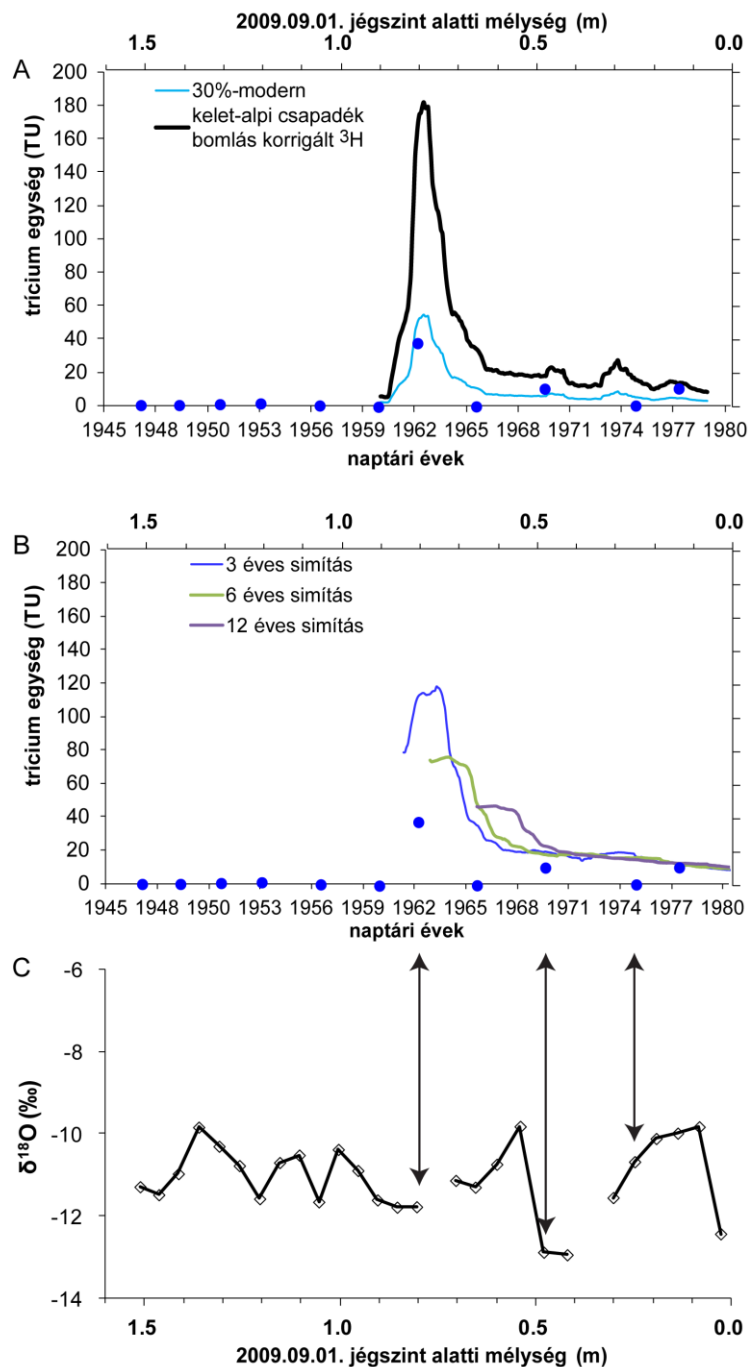
Az MH15 jelű jégminta  $^3\text{H}$ -aktivitása ( $37,2 \pm 1,3$  TU; 9. táblázat) azt bizonyítja, hogy a barlangi jégréteg a  $-0,76$  és  $-0,86$  m közötti mélységtartományban tartalmazta az 1960-as

évek közepén lehullott légköri csapadékot. Szem előtt tartva, hogy a Saarhalle-jégtest legalább 1996 óta folyamatosan negatív tömegmérleget mutat (átlagos felszíni jégvesztés: 7 cm/év; Mais és Pavuza, 2000). Ez a tény nem csak recens felszíni jég létezését zárja ki, de egyúttal mintegy 0,91 m jégréteg elolvadását is jelenti a jég felszínéről 2009 előtt. Ezért 0,91 métert hozzá kell adnunk a 2009. szeptemberi jégfelszín alatt mért mélységhez, hogy 1996-ra korrigált mélységskálát kapjunk. Következésképpen az 1996 előtti időszakra becsült átlagos jégfelhalmozódás  $5,06-5,2 \text{ cm év}^{-1}$  attól függően, hogy a  $^3\text{H}$  csúcs az MH14 vagy MH15 minták által képviselt mélységtartományon belül feltételezzük. Ezt az átlagos jégfelhalmozódási sebességet használva a jégtömb tetején 2009-ben vett jégréteg korát ~i. sz. 1978-ra becsültem.

**9. táblázat: A Saarhalle jégblokkjából kiemelt jégfurat 11 mintáján mért tríciumaktivitás.** A tríciumaktivitás értékei a radioaktív bomlás figyelembevételével korrigálva 2009.09.01-re

minta kód	mélység (m) <sup>a</sup>	TU ( $\pm 1\sigma$ )
MH03	0,14	10,18 $\pm$ 0,64
MH05	0,25	-0,02 $\pm$ 0,53
MH09	0,48	10,05 $\pm$ 0,73
MH12	0,66	-0,5 $\pm$ 0,60
MH15	0,81	37,2 $\pm$ 1,3
MH17	0,91	-0,71 $\pm$ 0,68
MH20	1,06	0,04 $\pm$ 0,66
MH23	1,21	1,28 $\pm$ 0,80
MH25	1,31	0,83 $\pm$ 0,71
MH27	1,41	0,3 $\pm$ 0,52
MH29	1,51	0,27 $\pm$ 0,63

<sup>a</sup>: a vizsgált szakasz középpontja a 2009. szeptemberi jég szint alatt



**19. ábra:** A tríciumaktivitás a kelet-alpi csapadéokban (a Feuerkogel és Bécs havi adatainak összetétele a radioaktív bomlás figyelembevételével korigálva 2009.09.01-re) és a Saarhalle jégmagban (kék pontok). **A:** A csapadék  $^3\text{H}$ -aktivitásának bomlással korigált éves átlaga (fekete) és a csillapított jel 30% modern csapadék és 70% tríciummentes „öreg” víz állandó keveredését feltételezve. **B:** A csapadék bomláskorigált havi  $^3\text{H}$ -aktivitása 3 éves (kék), 6 éves (zöld) és 12 éves (lila) mozgóátlagokkal simítva, a beszívargási folyamat során a karsztos tározóban történő többéves keveredést szimulálva. **C:** A Saarhalle-jégmag felső 1,5 m-es szakaszából vett barlangi jégminták oxigénizotóp-összetétele. A fekete nyilak a megfeleltetést segítik.



A  $^3\text{H}$  csúcs nagysága azonban nyilvánvalóan messze elmarad az 1960-as évek közepén lehullott csapadék bomlással korrigált aktivitásától (19A. ábra). Két egyszerű hipotézist teszteltem a barlangi jégben talált csillapított jel lehetséges magyarázataként. Az első a tríciummentes vízforrással (pl. régi karsztvízzel) való állandó és egyenletes hígítás hatását szimulálta. A kapott eredmény szerint 30% modern csapadék és 70% idős beszivárgás keveréke a 1960-as évek közepi csúcs idejére a jégmagban megfigyelt maximumhoz hasonló aktivitást eredményezne (19A. ábra). De ebben az esetben a későbbi csapadékból származó szimulált beszivárgásra  $\sim 1$  TU aktivitáskoncentrációt várható, míg ezzel szemben 0,14 és 0,48 m mélységben is viszonylag magas ( $>10$  TU) aktivitási szinteket láthatunk (19A. ábra). A második hipotézis tesztelésével a beszivárgás során a karsztos tározóban többéves keveredést szimuláltam, három változatban simítva a bomlással korrigált regionális havi csapadék  $^3\text{H}$  szintjét. Az eredmények azt mutatták, hogy a  $\sim 12$  éves keveredés a csúcst a jégmagban mért szintre csökkentheti (19B. ábra). Az ilyen jól kevert tározóból táplált víz  $^3\text{H}$ -aktivitása azonban az 1960-as évek közepe után folyamatosan a  $>10$  TU szinten lenne. Ebben az esetben tehát ismét ellentmondással állunk szemben, látva a 0,25 és 0,65 m mélységben mért  $\sim 0$  TU (in)aktivitású mintákat.

A mintázat arra utal, hogy egy "rég" tríciummentes komponens keveredhet a "modern" meteorikus komponenssel, ami a megfigyelt köztes  $^3\text{H}$ -szinteket eredményezi. Ez a kevert vízforrás-séma megfelel a Saarhalle-jégmag stabilizotópos jellemzőire felállított magyarázatnak is. Korábban (5.2.3.2. fejezet) láttuk, hogy a beszivárgáshoz valószínűsíthetően nagyobb részarányal hozzájáruló téli időszakos csapadékmennyiséggel súlyozott átlagos  $\delta^{18}\text{O}$  értéke ( $-13,4\text{‰}$ ) (7. táblázat) jelentősen negatívabb a három helyi karsztforrás átlagos  $\delta^{18}\text{O}$  értékéhez képest ( $-12,16\text{‰}$ , Scheidleder et al., 2001). Ezért ha a tríciummentes pontokhoz (MH05 és MH12) kevésbé negatív  $\delta^{18}\text{O}$  értékek, míg a megemelkedett  $^3\text{H}$ -aktivitású mintákhoz (MH03, MH09 és MH15) negatívabb  $\delta^{18}\text{O}$  érték tartoznának, az tovább erősítené ezt az elméletet. A megfelelés azonban sajnos nem teljesen meggyőző. Az MH05 és az MH12 oxigénizotóp-összetétele kevésbé szegényedett az MH15-höz vagy az MH09-hez képest, az MH03 azonban nem mutat hasonlóan negatív értéket (19C. ábra).

Végezetül megjegyzendő, hogy a periglaciális zóna közelébe, vagy akár a periglaciális zónába behatoló hasonló magas alpesi karsztos rendszerekben bőségesen lehetnek kisebb jéglencsék vagy jéggel kitöltött járatok. Ezek a kisebb-nagyobb jéglencsék a korábban beszivárgott meteorikus vizek időszakos tározójaként szolgálhatnak. Az ilyen jéglencséből vagy fagyott járatokból felszabaduló olvadékvíz visszafagyása tovább bonyolíthatja a nagyobb jéglerakódások keletkezését a hasonló alpesi rendszerekben. Egy alpesi jégbarlang

tartósan fagyott környezetének a közelmúltban lezajlott gyors és jelentős mértékű degradációját dokumentálták (Colucci és Guglielmin, 2019), és más rendszerekben és korábbi felmelegedési időszakokban is hasonló folyamatok feltételezhetőek.

A 20. század végi becsült jégfelhalmozódási sebesség (5,06–5,2 cm/év) extrapolálása az MH21 és MH24 mélységeire ~i. sz. 1957-es, illetve ~i. sz. 1953-as dátumot adott, ami figyelemre méltó eltérést jelez a szervesanyag-tartalom (8. táblázat) és a befogadó víznek/jégnek a kora között. Ezen extrapolált dátumok megbízhatóságát az antropogén tríciumszennyezés korszakának kezdetén támogatja az is, hogy a mélyebb mintákban mért  $^3\text{H}$  aktivitás konzisztens a Közép-Európában a csapadék ~5 – 10 TU-es természetes  $^3\text{H}$  értékéből (Roether, 1967) várhatóan bomlással korrigált értékkel (~0,2 – 0,4 TU).

A felhalmozódási sebesség alapján becsült lerakódási idő és a vízben nem oldódó szerves szén  $^{14}\text{C}$  elemzéséből kapott értékek közötti nyilvánvaló ellentmondás azzal magyarázható, hogy a beszivárgó és megfagyó víz nem csupán recens, hanem idős szerves szenet (pl. talajból származó szerves frakciót) is hordozhatott. Ez eléggé hihető, mivel Közép-Európából gyakran számoltak be 2000 évet meghaladó radiokarbon-korú talajbeli szervesanyagról (Molnár et al., 2004). Sőt az altalajban (>1 m mélységű) található szerves anyag radiokarbon-kora világszerte, minden vizsgált talajtípusban, meghaladta az 1000 évet (Rumpel és Kögel-Knabner, 2011). De a Déli-Alpok szubalpin zónájában található recens talajok egyes szerves frakcióira vonatkozóan akár 6800 évet meghaladó átlagos  $^{14}\text{C}$ -korokat is közöltek (Egli et al., 2009).

Az MH21 és az MH24 esetében az L frakciók (400°C-on feltárt frakció) korának rezervoár torzítását ( $\Delta R$ ) a következőképpen becsültem és kerekítettem a legközelebbi egész számra

$$\Delta R_{\text{MH21}} = \text{CRA}_{\text{MH21}} - \text{exCRA}_{\text{MH21}} = 1180 - (-197,9) = 1378$$

és

$$\Delta R_{\text{MH24}} = \text{CRA}_{\text{MH24}} - \text{exCRA}_{\text{MH24}} = 1790 - (204,8) = 1585,$$

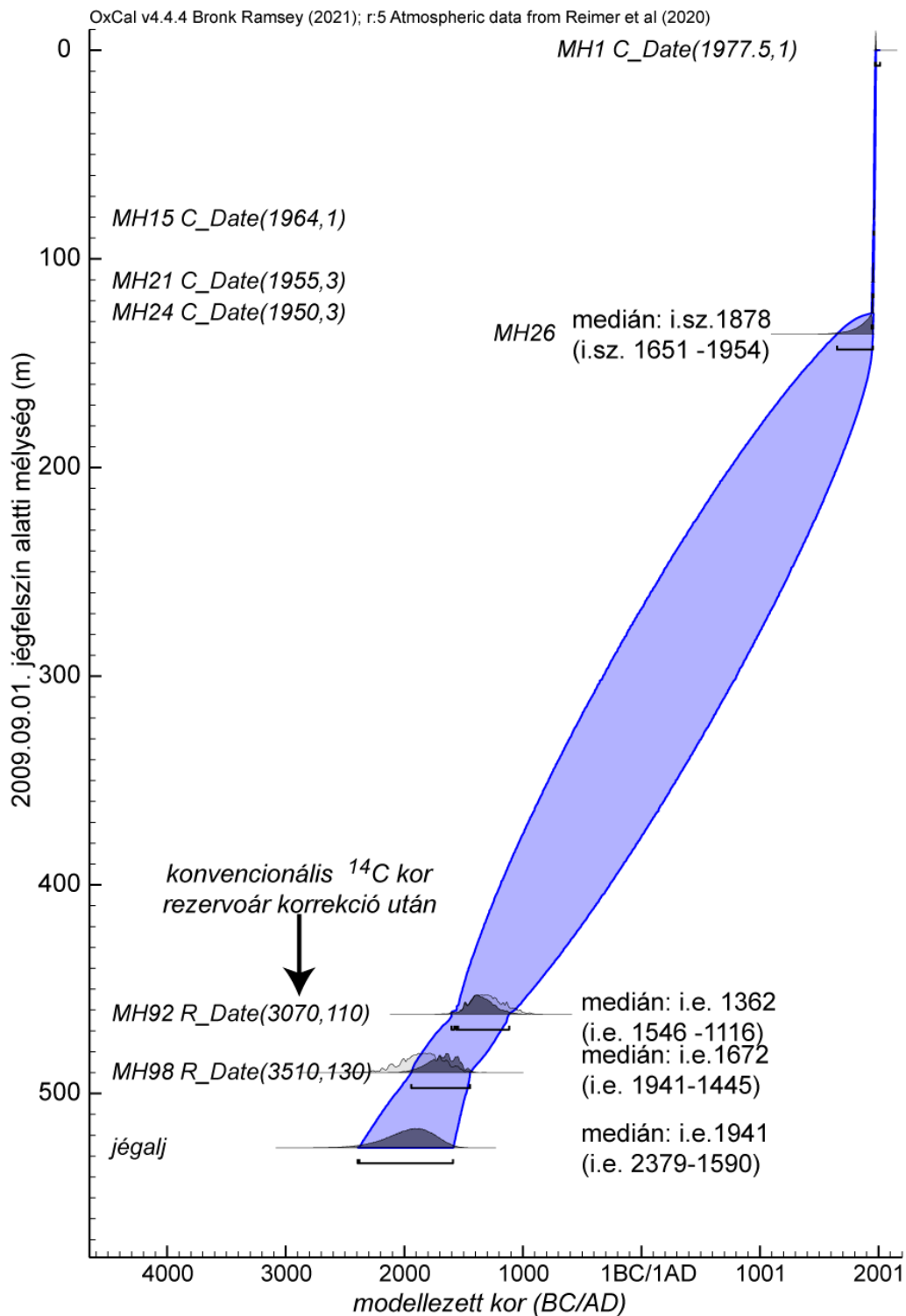
ahol a CRA a minta L frakciójának "konvencionális radiokarbon-korát" jelenti (8. táblázat), az exCRA pedig az MH21 és MH24  $^3\text{H}$ -alapú extrapolált korának megfelelő, várható konvencionális kor, amelyet az NH1 zóna modern időre vonatkozó kalibrációs görbéjének (Hua et al., 2022, Reimer et al., 2020) ötéves átlagértékeiből vettem (bomb21nh1.14c, amely az OxCal 4.4.4-ben érhető el; Bronk Ramsey, 2021).

Az átlagos rezervoárkorrekcióra  $1482 \pm 104$  BP számítható a fent bemutatott egyedi becslésekből. A barlangi jég teljes datált története során állandó rezervoárkorrekciót feltételezve, a mélyebb minták 400°C-os frakcióinak nyers  $^{14}\text{C}$  korát a becsült átlagos  $\Delta R$  segítségével korrigáltam (8. táblázat). A torzítással korrigált konvencionális korok bizonytalanságát az analitikai bizonytalanságból és a becsült átlagos  $\Delta R$  bizonytalanságából becsültem Gauss-féle hibaterjedést követve. A legmélyebb elemzett minta (MH98) kalibrált

koreloszlásának legvalószínűbb kormegoszlási tartománya i. e. 2150–1511, ami 94%-os valószínűségnek felel meg (8. táblázat).

Az L frakción mért konvencionális  $^{14}\text{C}$  korok rezervoárkorrekció után kapott értékét (8. táblázat) és a  $^3\text{H}$  aktivitás alapján az 1963-as dátumot az MH14 – MH15 minták által reprezentált mélységintervallumhoz (0,76–0,81 m mélység a 2009. szeptemberi jégfelszín alatt) rögzítve meghatározott kor-mélység modellt a legalsó jégrétegre (5,28 m) extrapolálva (20. ábra) a lerakódási idő becslésének mediánja i. e. 1941 (95,4%-os valószínűségi tartomány i. e. 2378 és 1590 között). Összevetve ezeket az eredményeket a Mammuth-barlang másik nagy jégblokkja, a Feenpalast aljzatáról származó  $^{14}\text{C}$  adatokkal (Spötl et al., 2018 valamint 5.2.1.2. fejezet) ezek az új radiometrikus korok a Saarhalle jégblokkjára lényegesen korábbi jégfelhalmozódási időt sugallanak.

Az Alpok barlangi jégüledékeiből szép számmal állnak rendelkezésre makroszkopikus szerves mintákon mért  $^{14}\text{C}$  eredmények. A legidősebbek az Északi-Mészköalpok barlangi jégüledékei, amelyek jelentős része akár 1000 évnél idősebb barlangi jégrétegek megőrződésére is utal (Spötl et al., 2018, Racine et al., 2022a). A Hundsalm-jégbarlanghoz köthető az alpesi jégbarlangok közül a legtöbb ( $n = 24$ ) radiokarbon-adat. A koradatok alapján készített üledékfelhalmozódási modell a legidősebb jégrétegek keletkezési idejére i. sz. 600 körüli becslést eredményezett (Racine et al., 2022a). Nem messze tőle a Guffert-jégakna 14 métert meghaladó vastagságú firnöszletéből gyűjtött, ugyancsak nagyszámú ( $n = 20$ )  $^{14}\text{C}$ -adatra épülő üledék-felhalmozódási modell az összlet aljzatát jelentő jégrétegekre i. e. 400 körüli felhalmozódási dátumot adott (Racine et al., 2022a). Az Alpok eddig ismert legidősebb barlangi jégrétegei az Eisgruben-jégbarlang mintegy 50 m vastagságú firnből és vízjégből felépülő komplex összletének legidősebb rétegei, amelyek i. e. 3700 és 3400 között elhalt szerves anyagot őriznek (Racine et al., 2022a).



**20. ábra: A Saarhalle-jégmag kor–mélység modellje.** A halványkék sáv a modell 95%-os megbízhatósági tartományát szemlélteti. Az eredeti és a modellezett valószínűségi sűrűségeloszlásokat világosszürke, illetve sötétszürke árnyalat különbözteti meg. Az MH21 és az MH24 mintákhoz rendelt dátumokat a  $^3\text{H}$  aktivitási csúcs alapján becült közepes jégfelhalmozódási ráta extrapolálásával jelöltem ki. A kor–mélység modellezéshez az MH92 és az MH98 minták esetében az L frakción mért konvencionális  $^{14}\text{C}$  korok rezervoár-korrekció után kapott értékét használtam.

Az Északi-Mészkőalpok keletibb vonulataiból is közöltek idős barlangi jégüledékeket sejtető radiokarbon-korokat. A Bärenloch-jégbarlang (Hochschwab) ~22 méter vastagságú firn-üledékének aljzati jégrétegeire a három  $^{14}\text{C}$  adaton nyugvó üledékfelhalmozódási modell i. sz. 200 körüli keletkezési dátumot eredményezett (Racine et al., 2022a). A Schneeloch-barlangban (Schneecalpe) a zsugorodó jégtömeg felszínére bukkanó fatörzs  $^{14}\text{C}$  kora ( $4360 \pm 30$  BP) ennél is idősebb jégfelhalmozódási időt sugall (Herrmann et al., 2010). De a magányos minta itt üledékfelhalmozódási modell készítését nem tette lehetővé, így az aljzati jégrétegek keletkezési idejére sem lehetett itt pontosabb becslést adni.

A Déli-Alpokban egyelőre egyetlen jégbarlangot ismerünk, amelyben 1000 évnél idősebb jégüledéket sejtetnek a geokronológiai adatok. A Tolminski Migovec-masszívumon (Júliai-Alpokban, Szlovénia) a már említett M-17 barlangi jégüledék legidősebb rétegeinek lerakódási ideje i. sz. 900 körülre tehető (Racine et al., 2022b).

Ezen adatok fényében a ~4000 éves Saarlalle-jégtömb az Alpok legidősebb barlangi jégösszletei közé tartozik. A fennmaradt barlangi jégrétegek mindenképpen további kutatásra érdemesek a jövőben.

## 6. A barlangi jégüledékek stabilizotóp-összetétele alapján kialakítható kategorizálás pontosítása

Az előző esettanulmányokban bemutatott három jégösszlet stabilizotóp-összetételeinek elemzése során szerzett tapasztalatok rávilágítanak, hogy a barlangi jégüledékek vízigotópos jellemzői alapján javasolt háromkategóriás osztályozás (Yonge és MacDonald, 2014) egyrészt valóban sok szempontból ígéretes, másrészt viszont jelen formájában kritikus hiányosságok is azonosíthatók. A koncepció finomításához hasznosnak mutatkozik a  $\delta^2\text{H}$  (vagy  $\delta^{18}\text{O}$ ) és a d-többség közötti kapcsolat figyelembevétele is. Ez érdemben segítheti a barlangi jégtípusok paleoklimatológiai célokra való alkalmasságának értékelését.

Mindkét velebíti barlang a hidegcsapda (Cold Trap) típusba sorolható. Mindkét esetben a (téli) csapadék a jégképződés fő forrása. Ugyanakkor lényeges különbség észlelhető a  $\delta^2\text{H}$  – d-többség közti kapcsolatban. Míg a Ledena-akna jegében, minden bizonnyal a firnen átszivárgó víz (eső és olvadékvíz) részleges újrafagyása során lejátszódó izotópfractionálódás módosította a kiindulási izotópos jeleket, addig a Vukušić-jégbarlangban a jég megőrizte a kiindulási csapadékra jellemző kapcsolatot. Azon megfogalmazás, miszerint a hidegcsapda típusú barlangok jegének stabilizotópos változásai a gleccsereknél tapasztaltakhoz hasonlóan értelmezhetők (Yonge és MacDonald, 2014),

revízióra szorul. Pontosítási javaslatom, hogy a hidegcsapda típusú barlangok firn- vagy jégzelvényéből származó  $\delta^2\text{H}$  vagy  $\delta^{18}\text{O}$  adatsorok változásait akkor lehet a felszíni jégüledékek esetében ismert módon a csapadék stabilizotóp-összetételének időbeli változásaihoz kötni, ha a jég stabilizotóp-összetétele a kiindulási víz értékei körül alakul, és a  $\delta^2\text{H}$  – d-többség közötti kapcsolat támogatja, hogy a kiindulási víz (csapadék) izotópos jellemzői nem módosultak a jégképződés során.

Ezen a ponton érdemes említést, hogy a jégblokk felszínén kialakuló sekély tó késő őszi átfagyásával gyarapodó barlangi jégüledékek is a hidegcsapda-típusba sorolódnak, mégis külön alcsoportban lenne érdemes őket tekinteni. A keletkező jégréteg izotópos jellemzőit a fagyási folyamat alakította, de a kiindulási víz izotópos összetételének rekonstrukciójára megalapozott módszert sikerült kidolgozni (Perşoiu et al., 2011b). A zárt rendszerben zajló fagyási folyamatnak köszönhetően ezeknél a jégüledékeknél a  $\delta^2\text{H}$  – d-többség közötti kapcsolat meredeksége -0,2 és -0,3 körül várható (Lacelle, 2011).

A Saarlalle-jégblokk a Yonge és MacDonald-féle kategóriák közül az egyik típusba sem sorolható be. Ugyanakkor a magashegyi karsztos rendszerekben több hasonló típusú, viszonylag nagy méretű jégtest ismert, így ezekkel bővítené az osztályozás. Stabilizotópos jellemzőket tekintve egyedi jellemzőnek tűnik a  $\delta^2\text{H}$  – d-többség közötti pozitív korreláció, ami feltehetően a komplex jégképződési folyamat eredménye. Az ilyen jégüledék stabilizotóp-összetételében a szelvény mentén tapasztalható változások paleoklimatológiai értelmezése problémás.

## 7. Összegzés

Az elmúlt évtizedekben folytatott adatgyűjtéseim során a barlangi jégfelhalmozódások sokéves térfogatváltozásait számszerűsítő információk kiértékelése egyértelmű bizonyítékát adta, hogy **az elmúlt mintegy 120 évben a jégbarlangok világszerte drasztikus jégtömegvesztést szenvedtek el**. Ez a folyamat sarkallta a kutatói közösséget, hogy élénkebb erőfeszítéseket tegyen a barlangi jégben tárolt környezettörténeti adatok feltárására.

A barlangi jégüledékek geokémiai szempontú vizsgálata, a kinyerhető geokronológiai és glaciokémiai információk alkalmazása éghajlati és környezeti rekonstrukciókban nemzetközi viszonylatban is új kutatási iránynak számít. A barlangi jégfelhalmozódásokból az éghajlati és környezeti proxy információk gazdag kincsestárát tárták fel az elmúlt évek kutatásai. Mindehhez a dachsteini Mammut-barlang és a velebiti jégbarlangok vizsgálatai során magam is hozzájárultam új eredményekkel, melyek közül tézisértékű eredménynek tekintem az alábbiakat:

- A Velebit három barlangi jéglelőhelyéről származó radiokarbon- adatok azt mutatják, hogy a vizsgált barlangi jégösszletek közül kettő a Dinári-karszton korábban dokumentálnál idősebb szerves anyagot őriz. Sőt a Vukušić-jégbarlang alsó rétegeiben nagy valószínűséggel akár 3500 évnél is idősebb jéggrétegek őrződtek meg.
- A Vukušić-jégbarlang esetében mind a  $\delta^2\text{H}$  és  $\delta^{18}\text{O}$  adatok ingadozási tartománya, mind a jégből származtatott izotópos vízvonallal lényegesen jobban egyezik a helyi csapadék megfelelő paramétereivel, mint a Ledena-akna esetében. Ez a tény azt vetíti előre, hogy a két barlangi jégüledék közül a Vukušić-jégbarlang jégösszletéből nyerhető stabilizotópos adatok alkalmasabbak lehetnek paleoklimatológiai vizsgálatokhoz, bár a bonyolult sztratigráfia komoly kihívás elé állítja a kutatást.
- A Vukušić-jégbarlang padozati jégéből mért elemkoncentrációk és elemarányok alapján arra a következtetésre jutottam, hogy jégbarlangi környezetben csak azok a kémiai elemek őrizhetnek megbízható légköri ülepedési jeleket, amelyek nem korrelálnak a kalciummal. Ez más barlangi jégösszletek glaciokémiai elemzésekor is hasznos értelmezési eszköz lehet. Valamint, hogy a Vukušić-jégbarlang esetében a Cr, a Cu, a Pb és a Zn koncentrációváltozásai valószínűleg a múltbeli légköri ülepedés változásait tükrözik.
- A Saarlalle jégblokkból kiemelt jégfurat stabilizotópos jellemzői alapján bizonyítottam, hogy a kis elektrolitikus vezetőképességgel jellemzett jéggrétegek nem képződhettek a vízgőz kondenzációjával, valamint kimutattam, hogy ez a barlangi jégüledék feltehetően az idősebb karsztvíz és a frissen beszivárgó csapadékvíz keveredésével, nyílt rendszerben zajló fagyással gyarapodó rendszer terméke. A kevert eredet miatt a szelvény mentén tapasztalható stabilizotóp-összetételbeli változások paleoklimatológiai/paleokarszthidrológiai értelmezése problémás.
- A jégolvadék és az oldhatatlan szerves szénfrakcióból nyert radiometrikus korok együttes értelmezése alapján arra a következtetésre jutottam, hogy a Saarlalle-jégblokk felhalmozódása i. e. 2378 és 1590 között (95,4%-os valószínűségi tartomány) kezdődött és 2009. szeptemberében az i. sz. 1970-es évek végén hullott csapadék alkotta a jégömb felszíni rétegét. Ezzel a Saarlalle-jégömb az Alpok legidősebb barlangi jégösszletei közé tartozik.

A barlangi jégüledékből származó saját és irodalmi stabilizotóp-összetétel adatok kiértékelése során gyűjtött tapasztalataim alapján javasoltam a  $\delta^2\text{H}$  – d-többlet kapcsolat figyelembevételét a környezetrekonstrukciós alkalmazásra való alkalmasság értékelésekor. Példákkal szemléltettem, hogy az alapkonceptió szerint azonos osztályba tartozó barlangi jégüledékek esetében a  $\delta^2\text{H}$  – d-többlet kapcsolata a jégképződés lényeges különbségeire mutat rá. **Javasoltam, hogy barlangok firn- vagy jég-szelvényéből**



származó  $\delta^2\text{H}$  vagy  $\delta^{18}\text{O}$  adatsorok változásait akkor lehet a csapadék stabilizotóp-összetételének időbeli változásaihoz kötni, ha a  $\delta^2\text{H}$  – d-többlet közötti kapcsolat is támogatja, hogy a kiindulási (csapadék) víz izotópos jellemzői nem módosultak a jégképződés során.

## Köszönetnyilvánítás

A disszertációban bemutatott eredményeket az MTA-Lendület programja (LP2012-27), egy horvát–magyar Tét együttműködés (CRO-04/2006), valamint az Európai Unió és Magyarország támogatta az Európai Regionális Fejlesztési Alap társfinanszírozásában a GINOP-2.3.2.-15-2016-00009 azonosítószámú ‘IKER’ pályázatban. Köszönöm Andreas Neumannnak, hogy engedélyezte a Saalhalle-teremben készített fényképeinek (14. ábra) a felhasználását. Az évek hosszú során át jégbarlangokkal kapcsolatos tudományos együttműködésért és együttgondolkodásért a hazai kollégák közül az alábbiaknak szeretnék köszönetet mondani: Fórizs István, Molnár Mihály, Nagy Balázs, Palcsu László és Sipos György; míg a külföldi kollégák közül Aurel Perşoiu és Neven Bočić nevét szükséges kiemelni. Köszönöm még Balogh Dániel és Árvai Mátyás terepmunkában nyújtott segítségét. A tudományos és adminisztratív feladatokban nyújtott tanácsokért és támogatásért Demény Attilát illeti köszönet. A nyelvi helyességi hibák javításáért Bárány Lászlónak tartozom köszönettel.

## Irodalomjegyzék

Az értekezés alapjául szolgáló közlemények (a PhD fokozatszerzés óta)

- Kern, Z., Fórizs, I., Pavuza, R., Molnár, M., Nagy, B. (2011a) Isotope hydrological studies of the perennial ice deposit of Saarahalle, Mammuthöhle, Dachstein Mts, Austria. *The Cryosphere* 5: 291–298., doi:10.5194/tc-5-291-2011
- Kern, Z., Széles, E., Horvatinčić, N., Fórizs, I., Bočić, N., Nagy, B. (2011b) Glaciochemical investigations of the ice deposit of Vukušić Ice Cave, Velebit Mountain, Croatia. *The Cryosphere* 5: 485–494., doi:10.5194/tc-5-485-2011
- Kern, Z. és Perşoiu, A. (2013) Cave ice – the imminent loss of untapped mid-latitude cryospheric palaeoenvironmental archives. *Quaternary Science Reviews* 67: 1–7., doi: 10.1016/j.quascirev.2013.01.008
- Kern, Z. (2018) Dating cave ice deposits. In: Perşoiu, A., Lauritzen, SE (szerk.) *Ice Caves*, Elsevier, pp.109–122.
- Kern, Z. Bočić, N., Sipos, Gy. (2018a) Radiocarbon dated vegetal remains from the cave ice deposits of Velebit Mt., Croatia. *RADIOCARBON* 60: 1391–1402., DOI:10.1017/RDC.2018.108
- Kern, Z., Molnár, M., Palcsu, L., Pavuza R. (2018b) Age estimates on the deposition of the cave ice block in the Saarahalle Dachstein-Mammoth Cave (Mammuthöhle, Austria) based on  $^3\text{H}$  and  $^{14}\text{C}$ . *RADIOCARBON* 60: 1379–1389., DOI:10.1017/RDC.2018.96
- Kern, Z. és Perşoiu, A. (2022) Review of ice core drilling in cave environment – challenges, achievements and future directions. *Front. Earth Sci.* 9: 720038, doi: 10.3389/feart.2021.720038

További hivatkozott irodalmak

- Alley, R. (2010) Reliability of ice-core science: Historical insights. *Journal of Glaciology* 56(200): 1095–1103. doi:10.3189/002214311796406130
- AMAP (2011) *Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA): Climate Change and the Cryosphere*. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norvégia. xii + 538 p.
- Araguas-Araguas, L., Danesi, P., Froehlich, K., Rozanski, K. (1996) Global monitoring of the isotopic composition of precipitation. *J. Radioanal. Nucl. Ch.* 205: 189–200., <https://doi.org/10.1007/BF02039404>
- Bădăluță, C.A., Perşoiu, A., Ioniță, M., Piotrowska, N. (2018) Summer climate changes during the last 1000 years as seen in cave ice. In: Serrano E. (szerk.) *8th International Workshop on Ice Caves: Scientific program and Abstracts*, GIR PANGAEA, p.20.

- Bădăluță, C.-A., Perșoiu, A., Ionita, M., Piotrowska, N. (2020) Stable isotopes in cave ice suggest summer temperatures in east-central Europe are linked to Atlantic Multidecadal Oscillation variability. *Clim. Past* 16: 2445–2458., <https://doi.org/10.5194/cp-16-2445-2020>
- Bakšić, D. és Paar, D. (2006) Croatia and the Deep Caves of Northern Velebit. In: J. & T. Oliphant (szerk.): *Alpine Karst*, vol 2., pp.105–124.
- Bakšić, D., Paar, D., Stroj, A. Lacković, D. (2013) Northern Velebit Deep Caves. In: Filippi, M., Bosak, P. (szerk.): *Proceedings of the 16th International Congress of Speleology*, Brno, Jul. 21–28, 2013. Czech Speleological Society and UIS, Brno, pp.24–29.
- Balch, E. S. (1897) Ice caves and the causes of subterranean ice. *Journal of Franklin Institute* 143/3: 161–178.
- Balch, E.S. (1900) *Glaciers or Freezing Caverns*. Allen, Lane & Scott, Philadelphia, 337 p.
- Barbante, C., Schwikowski, M., Doring, T. Gäggeler, H.W., Schotterer, U., Tobler, L., van de Velde, K., Ferrari, C., Cozzi, G., Turetta, A., Rosman, K., Bolshov, M., Capodaglio, G., Cescon, P., Boutron, C. (2004) Historical record of European emissions of heavy metals to the atmosphere since the 1650s from Alpine snow/ice cores drilled near Monte Rosa. *Env. Sci. Tech.* 38: 4085–4090.
- Barović, G., Kicińska, D., Mandić, M., Mulaomerović, J. (2018) Ice Caves in Montenegro and Bosnia and Herzegovina. In: Perșoiu, A. and Lauritzen, SE (szerk.) *Ice Caves*, Elsevier, pp.263–283.
- Barry, R. és Gan, T. (2022) *The Global Cryosphere: Past, Present, and Future*, Cambridge, Cambridge University Press.
- Bartlett, M. S. (1951) The effect of standardization on a chi square approximation in factor analysis. *Biometrika* 38: 337–344.
- Bartolomé, M., Sancho, C., Osácar, M. C., Moreno, A., Leunda, M., Spötl, C., Luetscher M., López-Martínez, J., Belmonte, A. (2015) Characteristics of cryogenic carbonates in a Pyrenean ice cave (northern Spain). *Geogaceta* 58: 107–110.
- Barton, H. A., Breley, G. J., Tochterle, P., Moseley, G. E. (2020) Cryogenic features of the permafrost ice caves of Grottedal, northeast Greenland. *Cave and Karst Science* 47: 93–99.
- Behm, M. és Hausmann, H. (2007) Eisdickenmessungen in alpinen Höhlen mit Georadar. *Die Höhle* 58: 3–11.
- Behm, M., és Hausmann, H. (2008) Determination of ice thickness in Alpine caves using georadar. In: Kadebskaya, O.; Mavlyudov, B.R.; Pyatunin, M. (szerk.) *3rd International Workshop on Ice Caves Proceedings*, Kungur, Oroszország, pp. 53–58.

- Behm, M., Dittes, V., Greilinger, R., Hartmann, H., Plan, L., Sulzbacher, D. (2009) Decline of cave ice – a case study from the Austrian Alps (Europe) based on 416 years of observation, In: *Proc. 15th Intern. Congr. Speleol.*, Kerrville, Texas, USA, pp. 1413–1416.
- Belmonte-Ribas, A., Sancho, C., Moreno, A., Lopez-Martinez, J., Bartolome, M. (2014) Present-day environmental dynamics in ice cave A294, Central Pyrenees, Spain. *Geografía Física & Dinámica Cuaternaria* 37/2: 131–140. DOI 10.4461/GFDQ.2014.37.12
- Bočić, N. (2005) Kugina ledenica na srednjem Velebitu. *Speleosfera* 2: 54–8.
- Bočić, N., Kern, Z., Horvatinčić, N., Nagy, B., Fórizs, I., László, P. (2008) Paleoenvironmental record from ice caves of Velebit mountains - Ice pit in Lomska duliba and Vukušić snow cave, Croatia. *Prvi međunarodni geografski znanstveni kolokvij Mostar-Budimpešta-Zagreb*, Mostar 2008, Zbornik sažetaka, pp. 42–43.
- Bočić, N., Faivre, S., Kovačić, M., Horvatinčić, N. (2012) Cave development under the influence of Pleistocene glaciation in the Dinarides – an example from Štirovača Ice Cave (Velebit Mt., Croatia). *Zeitschrift für Geomorphologie* 56: 409–433.
- Bočić, N., Buzjak, N., Kern, Z. (2014) Some new potential subterranean glaciation research sites from Velebit Mt. (Croatia). In: Land L, Kern Z, Maggi V, Turri S, (szerk.) *Proceedings of the Sixth International Workshop on Ice Caves*, Idaho Falls, Idaho, USA: NCKRI Symposium 4. Carlsbad (NM): National Cave and Karst Research Institute, pp. 72–76.
- Borsato, A., Miorandi, R., Flora, O. (2006) I depositi di ghiaccio ipogei della Grotta dello Specchio e del Castelletto di Mezzo (Dolomiti di Brenta, Trentino): morfologia, età ed evoluzione recente. *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol* 81: 53–74.
- Boutron, C.F. és Batifol, F.M. (1985) Assessing laboratory procedures for the decontamination of polar snow or ice samples for the analysis of toxic metals and metalloids. *Ann. Glaciol.* 7: 7–11
- Božičević, S. (1971) Ladove jaskyne v Chorvátsku. *Slovensky Kras* 9: 177–179.
- Bronk Ramsey, C. (2008) Deposition models for chronological records. *Quaternary Science Reviews* 27: 42–60.
- Bronk Ramsey, C. (2009) Bayesian analysis of radiocarbon dates. *RADIOCARBON* 51(1): 337–360.
- Bronk Ramsey, C (2021) OxCal project, Version 4.4.4. <https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal/OxCal.html>
- Buzjak, N., Paar, D., Bakšić, D. (2011) Snow and ice in speleological features of Dinaric Mountains in Croatia. *Geophysical Research Abstracts* 13: EGU2011-7839-2

- Buzjak, N., Paar, D., Dubovečak, V., Bočić, N. (2014) The influence of karst topography to ice cave occurrence - Example of Ledena Jama in Lomska Duliba (Croatia). In: Land, L., Kern, Z., Maggi, V., Turri, S. (szerk.) *Proceedings of the Sixth International Workshop on Ice Caves*, Idaho Falls, Idaho, USA: NCKRI Symposium 4. Carlsbad (NM): National Cave and Karst Research Institute, pp. 17–23.
- Buzjak, N., Bočić, N., Paar, D., Bakšić, D., Dubovečak, V. (2018) Ice Caves in Croatia. In: Perşoiu, A. és Lauritzen, SE (szerk.) *Ice Caves*, Elsevier, pp.335–369.
- Carey, A. E., Zorn, M., Tičar, J., Lipar, M., Komac, B., Welch, S. A., Smith, D. F., and Lyons, W. B. (2019) Glaciochemistry of Cave Ice: Paradana and Snežna Caves, Slovenia, *Geosciences* 9: 94, <https://doi.org/10.3390/geosciences9020094>
- Carey, A. E., Smith, D. F., Welch, S. A., Tičar, J., Zorn, M., Lipar, M., Ferik M., Lyons, W. B. (2020) Shallow ice core profiles from Snežna Cave, Slovenia. *Aragonit* 25/1: 39.
- Cattell, R.B. (1966) The scree test for the number of factors. *Multivar Behav Res* 1: 245–276.
- Cigna, A. (1968) An analytical study of air circulation in caves. *International Journal of Speleology* 3: 41–54.
- Citterio, M., Turri, S., Bini, A., Maggi, V. (2003) Some observations on the structure and morphology of an ice deposit in the "Abisso sul margine dell'Alto Bregai" Cave (Grigna Settentrionale, Italian Alps). *6TH INTERNATIONAL SYMPOSIUM "GLACIER CAVES AND KARST IN POLAR REGIONS*, pp.13–19.
- Citterio, M., Turri, S., Bini, A., Maggi, V., Pelfini, M., Pini, R., Ravazzi, C., Santillini, M., Stenni, B., Udisti, R. (2004a) Multidisciplinary approach to the study of the LoLc 1650 "Abisso sul margine dell'Alto Bregai" ice cave (Lecco, Italy). *Theoretical and Applied Karstology* 17: 27–44.
- Citterio, M., Turri, S., Bini, A., Maggi, V. (2004b) Observed trends in the chemical composition,  $\delta^{18}\text{O}$  and crystal sizes vs. depth in the first core from the LoLc 1650 "Abisso sul margine dell'Alto Bregai" ice cave (Lecco, Italy). *Theoretical and Applied Karstology* 17: 45–50.
- Citterio M, Turri S, Perşoiu A, Bini A, Maggi V. (2005) Radiocarbon ages from two ice caves in the Italian Alps and the Romanian Carpathians and their significance. In: Mavlyudov B. (szerk.) *Glacier Caves and Glacial Karst in High Mountains and Polar Regions*. Institute of geography of the Russian Academy of Sciences, Moszkva, Oroszország, pp. 87–92.
- Clausen, H. B., Vrana, K., Hansen, S.B., Larsen, L.B., Baker, J., Siggaard-Andersen, M-L., Sjolte, J., Lundholm, S.C. (2007) Continental ice body in Dobšiná Ice Cave (Slovakia) – part II. – Results of chemical and isotopic study. In: Zelinka, J. (szerk.) *Proceedings*

- of the 2nd International Workshop on Ice Caves*, Liptovsky Mikulás, Szlovákia, pp. 29–37.
- Colucci, R. R. és Guglielmin, M. (2019) Climate change and rapid ice melt: Suggestions from abrupt permafrost degradation and ice melting in an alpine ice cave. *Progress in Physical Geography* 43(4): 561–573.
- Colucci, R. R., Fontana, D., Forte, E. (2014) Characterization of two permanent ice cave deposits in the southeastern Alps (Italy) by means of ground penetrating radar (GPR). In: Land, L., Kern, Z., Maggi, V., Turri, S. (szerk.) *Proceedings of the Sixth International Workshop on Ice Caves*, Idaho Falls, Idaho, USA: NCKRI Symposium 4. Carlsbad (NM): National Cave and Karst Research Institute, pp.33–39.
- Colucci, R.R., Fontana, D., Forte, E., et al. (2016a) Response of ice caves to weather extremes in the Southeastern Alps, Europe. *Geomorphology* 261: 1–11.
- Colucci, R.R., Forte, E., Maggi, V., Stenni, B., Barbante, C., Bertò, M., Dreossi, G., Filipazzi, M., Gabrieli, J., Hoffmann, H., Lenaz, D. (2016b) The Vasto ice cave in the south-eastern Alps, Europe: preliminary results from an ice core analysis. In: Mihevc, A., Hajna Zupan, N., Gostincar, P. (szerk.) *7th International Workshop on Ice Caves: Program Guide and Abstracts*, Karst Research Institute ZRC SAZU, Postojna, Szlovénia, pp. 42–43.
- Colucci, R.R., Luetscher, M., Forte, E., Guglielmin, M., Lanza, D., Princivale, F., Vita, F. (2017) First alpine evidence of in situ coarse cryogenic cave carbonates (CCCcoarse). *Geografia Fisica & Dinamica Quaternaria* 40: 53–59.
- Colucci, R.R., Luetscher, M., Festi, D., Mosley, G.E., Schwikowski, M., Edwards, R.L. (2018) On issues related to dating techniques in ice caves. In: Serrano, E. (szerk.) *8th International Workshop on Ice Caves: Scientific program and Abstracts*, GIR PANGAEA, p. 23.
- Cramér, H. (1946) *Mathematical methods of statistics*. Princeton University Press
- Dansgaard, W. (1964) Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16/4: 436–468.
- Dansgaard, W. (2004) *Frozen Annals Greenland Ice Sheet Research*. Odder, Denmark: Narayana Press.
- Dickfoss, P. V., Betancourt, J. L., Thompson, L. G., Turner, R. M., Tharnstrom, S. (1997) History of ice at Candelaria Ice Cave, New Mexico. *New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Bulletin* 156: 91–112.
- Durašković, P., Tošić, I., Unkašević, M., Ignjatović, L., Đorđević, D. (2012) The dominant contribution on wet deposition of water-soluble main ions in the South-Eastern Adriatic region. *Cent. Eur. J. Chem.* 10(4): 1301–1309.



- Egli, M., Sartori, G., Mirabella, A., Favilli, F., Giaccari, D., Delbos, E. (2009) Effect of north and south exposure on organic matter in high Alpine soils. *Geoderma* 149(1): 124–136.
- EMEP (2010) <http://tarantula.nilu.no/projects/ccc/sitedescriptions/hr/index.html>, last access: 12 July 2010.
- Epstein, S. és Mayeda, T. (1953) Variation of  $^{18}\text{O}$  content of waters from natural sources. *Geochim Cosmochim Acta* 4: 89–103.
- Fairchild, I.J. és Treble, P.C. (2009) Trace elements in speleothems as recorders of environmental change. *Quat. Sci. Rev.* 28: 449–468., doi:10.1016/j.quascirev.2008.11.007
- Feurdean, A., Perşoiu, A., Pazdur, A., Onac, B. P. (2011) Evaluating the palaeoecological potential of pollen recovered from ice in caves: A case study from Scărişoara Ice Cave. Romania. *Review of Palaeobotany and Palynology* 165: 1–10.
- Fodor, I. (1976) Újabb adatok a barlangi légáramlásról. *Karszt és Barlang* I II: 21–24.
- Fodor, I. (1981) A barlangok éghajlati és bioklimatológiai sajátosságai. Akadémiai Kiadó
- Ford, D., Harmon, R., Schwarcz, H., Wigley, T., Thompson, P. (1976) Geo-hydrologic and thermometric observations in the vicinity of the Columbia Icefield, Alberta and British Columbia, Canada. *Journal of Glaciology* 16: 219–230. doi:10.3189/S0022143000031555
- Fórizs, I. (2005) Processes behind the isotopic water line: water cycle and climate. *Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Physica* 50(3): 138–146.
- Fórizs, I., Kern, Z., Csicsák, J., Csurgó, G., Földing, G., Máthé, Z., Ország, J., Szreda, G., Vendégh, R. (2020) Monthly data of stable isotopic composition ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$ ) and tritium activity in precipitation from 2004 to 2017 in the Mecsek Hills, Hungary. *Data in Brief* 32: 106206, <https://doi.org/10.1016/j.dib.2020.106206>
- Franić, D. (1898) Uzlaz na velebitsku Visočicu (1619 m). *Hrvatski planinar* 4: 58–62.
- Frisch, W., Kuhlemann, J., Dunkl, I., Székely, B., Vennemann, T., Rettenbacher, A. (2002) Dachstein-Altfläche, Augenstein-Formation und Höhlenentwicklung – die Geschichte der letzten 35 Millionen Jahre in den zentralen Nördlichen Kalkalpen. *Die Höhle* 53/1: 1–36.
- Fröchlich, K., Kralik, M., Papesch, W., Rank, D., Scheifinger, H., Stichler, W. (2008) Deuterium excess in precipitation of Alpine Regions – Evaluation of sub-cloud evaporation and moisture recycling. *Isotopes in Environmental and Health Studies* 44: 61–70.
- Gaál, I. (1939) A szilicei jegesbarlang. *Természettudományi Közlöny* 71: 25–28.

- Gabrieli, J. (2008) Trace elements and polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in snow and ice sampled at Colle Gnifetti, Monte Rosa (4450 m), during the past 10 000 years: environmental and climatic implications. PhD thesis, University Ca' Foscari of Venice, Italy
- Gabrielli, P, Cozzi, G, Torcini, S, Cesconi, P., Barbante, C. (2008) Trace elements in winter snow of the Dolomites (Italy): a statistical study of natural and anthropogenic contributions. *Chemosphere* 72: 1504–1509.
- Gabrielli, P., Carturan, L., Gabrieli, J., Dinale, R., Krainer, K., Helmut, H., Davis, M., Zagarodnov, V., Seppi, R., Barbante, C., Dalla Fontana, G., Thompson, L. G. (2010) Atmospheric warming threatens the untapped glacial archive of Mt. Ortles, South Tyrol. *J. Glaciol.* 56: 843–853.
- Gabrieli, J., Carturan, L., Gabrielli, P., Kehrwald, N., Turetta, C., Cozzi, G., Spolaor, A., Dinale, R., Staffler, H., Seppi, R., dalla Fontana, G., Thompson, L., Barbante, C. (2011) Impact of Po Valley emissions on the highest glacier of the Eastern European Alps. *Atmos. Chem. Phys.*, 11: 8087–8102., <https://doi.org/10.5194/acp-11-8087-2011>,
- Gajić-Čapka, M. (1996) The snow regime in the northern part of mount Velebit. *Hrvatski meteorološki časopis* 31: 15–21.
- Garašić, M. (1980) Ledenica u Bukovom vrhu na Velebitu. *Naše planine* 11–12: 278–280.
- Gat, J.R. (2005) Some Classical Concepts of Isotope Hydrology. In: Aggarwal, P.K., Gat, J. R., Froehlich, K.F.O. (szerk.) *Isotopes in the Water Cycle: Past, Present and Future of a Developing Science*, Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 127–137. DOI:10.1007/1-4020-3023-1\_10.
- Ginot, P., Stampfli, F., Stampfli, D., Schwikowski M., Gäggeler, H.W. (2002) FELICS, a new ice core drilling system for high-altitude glaciers. *Mem. Nat. Inst. Polar Res.* 56: 38–48.
- Girometta, D. (1935) Meteorološki odnosi u pećinama i jamama. *Hrvatski planinar* 2: 37–42.
- Gómez-Lende, M. (2015) Las cuevas heladas en Picos de Europa: clima, morfologías y dinámicas, PhD Thesis. Universidad de Valladolid, 663pp.
- Gómez-Lende, M. és Sánchez-Fernández, M. (2018) Cryomorphological topographies in the study of ice caves. *Geosciences* 8: 274. doi:10.3390/geosciences8080274
- Gómez-Lende, M. és Serrano, E. C. (2021) Cave mountain permafrost environments in the Picos de Europa and their implications. *Cuaternario y geomorfología* 35: 55–76.

- Gómez Lende, M., Serrano, E., Bordehore, L. J., Sandoval, S. (2016) The role of GPR techniques in determining ice cave properties: Peña Castil ice cave, Picos de Europa. *Earth Surface Processes and Landforms* 41: 2177–2190.
- Gradziński, M., Hercman, H., Peresviet-Soltan, A., Zelinka, J., Jelonek, M. (2016) Radiocarbon dating of fossil bats from Dobšina Ice Cave (Slovakia) and potential palaeoclimatic implications. *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 86: 341–350. doi:10.14241/asgp.2016.016
- Groner, U. (2004) Palynology and sediment data from a high alpine cave at Jungfrauoch. *Eclogae Geol. Helv.* 97: 237–243.
- Harris, S. A. (1979) Ice caves and permafrost zones in southwest Alberta. *Erdkunde* 33: 61–70.
- Hausmann, H. és Behm, M. (2011) Imaging the structure of cave ice by ground penetrating radar. *The Cryosphere* 5: 329–340.
- Hercman, H., Gašiorowski, M., Gradziński, M., Kicińska, D. (2010) The first dating of cave ice from the Tatra Mountains, Poland and its implication to palaeoclimate reconstructions. *Geochronometria* 36: 31–38.
- Herrmann, E., Pucher, E., Nicolussi, K. (2010) Das Schneeloch auf der Hinteralm (Schneealpe, Steiermark): Speläomorphologie, Eisveränderung, Paläozoologie und Dendrochronologie. *Die Höhle* 61: 57–72.
- Hirc, M. (1923) Kroz Veliku Kapelu i Velebit do mora. *Hrvatski planinar* 10: 149–160.
- Hoffmann, H., Bohleber, P., Wagenbach, D. (2015) Micro radiocarbon dating-applications and challenges in Alpine glaciology. *Geophysical Research Abstracts* 17: EGU2015-9119
- Hoffmann, H., Preunkert, S., Legrand, M., Leinfelder, D., Bohleber, P., Friedrich, R., Wagenbach, D. (2018) A new sample preparation system for micro-14C dating of glacier ice with a first application to a high Alpine ice core from Colle Gnifetti (Switzerland). *RADIOCARBON* 60: 517–533., doi:10.1017/RDC.2017.99
- Holland, K.M., Porter, T.J., Criscitiello, A.S., Froese, D.G. (2023) Ion geochemistry of a coastal ice wedge in northwestern Canada: Contributions from marine aerosols and implications for ice-wedge paleoclimate interpretations. *Permafrost and Periglac Process.* 34: 180–193., doi:10.1002/ppp.2184
- Holmlund, P., Onac, B. P., Hansson, M., Holmgren, K., Mörth, M., Nyman, M., Perşoiu, A., (2005) Assessing the palaeoclimate potential of cave glaciers: the example of Scărișoara Ice Cave (Romania). *Geografiska Annaler* 87A: 193–201.
- Horvatinčić, N. (1996) Isotopic measurement in ice, Ledenica Cave, Velebit, Croatia. (In Croatian with English summary) In: Kubelka D, Kovač J, (szerk.) *Proceedings of the*

- third symposium of the Croatian Radiation Protection Association, Zagrab, Horvátország, pp. 297–302.*
- Horvatinčić, N. és Krajcar-Bronić, I. (1998) 14C and 3H as indicators of the environmental contamination. *RMZ–Materials and Geoenvironment* 45: 56–60.
- Horvatinčić, N., Barešić, J., Krajcar Bronić, I., Obelić, B. (2004) Measurement of low 14C activities in liquid scintillation counter in the Zagreb Radiocarbon Laboratory. *RADIOCARBON* 46: 105–116.
- Horvatinčić, N., Krajcar Bronić, I., Barešić, J., Obelić, B., Vidič, S. (2005) Tritium and stable isotope distribution in the atmosphere at the coastal region of Croatia. In: Gourcy, L. (szerk.) *Isotopic composition of precipitation in the Mediterranean Basin in relation to air circulation patterns and climate*, IAEA-TECDOC-1453, pp.37–50.
- Hua, Q., Turnbull, J., Santos, G., Rakowski, A., Ancapichún, S., De Pol-Holz, R., ... Turney, C. (2022) Atmospheric radiocarbon for the period 1950–2019. *RADIOCARBON* 64(4), 723–745. doi:10.1017/RDC.2021.95
- Hughes, C.E. és Crawford, J. (2012) A new precipitation weighted method for determining the meteoric water line for hydrological applications demonstrated using Australian and global GNIP data. *J. Hydrol.* 464–465: 344–351.
- IAEA (2017) Reference Sheet for VSMOW2 and SLAP2 International Measurement Standards. IAEA, Bécs, Ausztria, 8 p.
- IAEA (2020) Global Network of Isotopes in Precipitation. The GNIP Database. hozzáférhető: <http://www.isohis.iaea.org>
- IPCC (2019) IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate. In: Pörtner, H.-O., Roberts, D.C., Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Tignor, M., Poloczanska, E., Mintenbeck, K., Alegria, A., Nicolai, M., Okem, A., Petzold, J., Rama, B., Weyer N.M. (szerk.), Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 755 p. <https://doi.org/10.1017/9781009157964>
- Jakucs, L. (1963) A jegesbarlangok képződése. *Földrajzi Zsebkönyv* 14: 50–62.
- Jalžić, B., Lacković, D., Šmida, B. (1992-1993) Lomska duliba '93. *Speleolog* 40/41: 5–16.
- Jelinić, I., Horvatinčić, N., Božić, V. (2001) Ledena Jama u Lomskoj Dulibi. *Senjski zbornik* 28: 5–28.
- Jelonek, M., Zelinka, J., Gradziński, M., Madeja, J. (2020) Age and pollen analysis of cave ice, Dobšiná Ice Cave, Slovakia. *Aragonit* 25: 43.
- Jenk, T.M., Szidat, S., Schwikowski, M., Gäggeler, H.W., Brüttsch, S., Wacker, L., Synal H.A., Saurer, M. (2006) Radiocarbon analysis in an Alpine ice core: record of anthropogenic and biogenic contributions to carbonaceous aerosols in the past (1650–1940). *Atmos. Chem. Phys.* 6: 5381–5390., doi:10.5194/acp-6-5381-2006

- Jenk, T.M., Szidat, S., Schwikowski, M., Gäggeler, H.W., Wacker, L., Synal H.A., Saurer, M. (2007) Microgram level radiocarbon ( $^{14}\text{C}$ ) determination on carbonaceous particles in ice. *Nucl. Instrum. Meth. Phys. Res. B* 259: 518–525., doi:10.1016/j.nimb.2007.01.196
- Jolliffe, I.T. (2002) Principal component analysis, second edition, Springer, New York
- Jouzel, J. és Souchez, R. A. (1982) Melting-refreezing at the glacier sole and the isotopic composition of the ice. *J. Glaciol.* 28: 35–42.
- Judy, C., Meiman, J. R., Friedman, I. (1970) Deuterium variations in an annual snowpack. *Water Resour. Res.* 6: 125–129., doi:10.1029/WR006i001p00125
- Kaiser, H.F. (1960) The Application of Electronic Computers to Factor Analysis. *Educational and Psychological Measurement* 20: 141–151.
- Kaiser, H.F. és Rice, J. (1974) Little jiffy, mark iv. *Educational and Psychological Measurement* 34: 111–117.
- Kern, Z., Fórizs, I., Kázmér, M., Nagy, B., Szántó, Zs., Gál, A., Palcsu, L., Molnár, M. (2004) Late Holocene environmental changes recorded at Ghețarul de la Focul Viu, Bihor Mts, Romania. *Theoretical and Applied Karstology* 17: 51–60.
- Kern, Z., Surányi, G., Molnár, M., Nagy, B., Balogh, D. (2007a). Investigation of natural perennial ice deposits of Durmitor Mts, Montenegro. In: Zelinka, J. (szerk) *Proceedings of the 2nd International Workshop on Ice Caves*, Liptovský Mikuláš, Szlovákia, pp. 70–73.
- Kern, Z., Molnár, M., Perșoiu, A., Nagy, B. (2007b) Radiochemical and stratigraphic analysis of two ice cores from Bortig Ice Cave, Apuseni Mts, Romania. In: Zelinka, J. (szerk) *Proceedings of the 2nd International Workshop on Ice Caves*, Liptovský Mikuláš, Szlovákia, pp. 65–69.
- Kern, Z., Bočić N., Horvatinčić, N., Fórizs, I., Nagy, B., László, P. (2008) Palaeoenvironmental records from ice caves of Velebit Mountains - Ledena Pit and Vukušić Ice Cave, Croatia. In: Kadebskaya O., Mavlyudov, B.R., Pyatunin, M. (szerk.) *3rd International Workshop on Ice Caves Proceedings*, Kungur, Oroszország, pp. 108–113.
- Kern, Z., Fórizs, I., Perșoiu, A., Nagy, B. (2009a) Stable isotope study of water sources and of an ice core from the Bortig Ice Cave, Romania. *Data of Glaciological Studies (Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy)* 107: 175–182.
- Kern, Z., Molnár, M., Svingor, É., Perșoiu, A., Nagy, B. (2009b) High resolution, well preserved tritium record in the ice of Bortig Ice Cave, Bihor Mountains, Romania. *The Holocene* 19: 729–736., doi:10.1177/0959683609105296

- Kern, Z., Bočić, N., Bartyik, T., Sipos, Gy. (2020a) New radiocarbon ages from the ice block of Vukušić Ice Cave Velebit Mt., Croatia. *Aragonit* 25: 44–45.
- Kern, Z., Hatvani, I.G., Czuppon, Gy., Fórizs, I., Erdélyi, D., Kanduč, T., Palcsu, L., Vreča, P. (2020b) Isotopic ‘altitude’ effect and ‘continental’ effect in modern precipitation across the Adriatic-Pannonian region. *Water* 12: 1797; <https://doi.org/10.3390/w12061797>
- Kol, E. (1957) Algológiai vizsgálatok a Sátor hegység jeges barlangjában. *Botanikai Közlemények* 47: 43–50.
- Kralik, M., Papesch, W., Stichler, W. (2004) Austrian Network of Isotopes in Precipitation (ANIP): Quality assurance and climatological phenomenon in one of the oldest and densest networks in the world. In: *ISOTOPE HYDROLOGY AND INTEGRATED WATER RESOURCES MANAGEMENT IAEA-CSP-23*, pp. 146–149.
- Kralik, M., Zieritz, I., Grath, J., Vincze, G., Philipitsch, R., Pavlik, H. (2005) Hydrochemical map of Austria. *Umweltbundesamt GmbH*, Bécs, Ausztria, 15 p.
- Kuhta, M. (2002) Inventarizacija speleoloških objekata na području Nacionalnog parka “Sjeverni Velebit” (Inventarisation of the speleological features in the area of the National park “Sjeverni Velebit”), Speleološki klub Željezničar, Zagrab, Horvátország, 52 p.
- Lacelle, D. (2011) On the  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$  and D-excess relations in meteoric precipitation and during equilibrium freezing: theoretical approach and field examples. *Permafrost Periglac. Process.* 22: 13–25.
- Lacelle, D., Lauriol, B., Clark, I. D. (2009) Formation of seasonal ice bodies and associated cryogenic carbonates in Caverne de l’Ours, Québec, Canada: Kinetic isotope effects and pseudo-biogenic crystal structures. *Journal of Cave and Karst Studies* 71: 48–62.
- Langway, C.C. Jr. (2008) The history of early polar ice cores. *Cold Regions Science and Technology* 52: 101–117., doi:10.1016/j.coldregions.2008.01.001
- Lauriol, B. és Clark, I. D. (1993) An approach to determine the origin and age of massive ice blockages in two Arctic caves. *Permafrost Periglac. Proc.* 4: 77–85
- Lauriol, B., Prévost, C., Lacelle, D. (2006) The distribution of diatom flora in ice caves of the northern Yukon Territory, Canada: relationship to air circulation and freezing. *International Journal of Speleology* 35: 83–92.
- Lauritzen, S.E., Baastad, L., Bjørlien, J., Fedje, E., Holmlund, P. (2005) The Svarthamar cave research project, Fauske, north Norway. In: *Proceedings of the 14th International Congress of Speleology*, Athen-Kalamos, Görögország, pp. 1–5.
- Lauritzen, S.E., Baastad, L., Engelién, J. (2018) Ice Caves in Norway, Fennoscandia and the Arctic. In: Perşoiu, A. és Lauritzen, S.E. (szerk.) *Ice Caves*, Elsevier, pp. 237–262.

- Lehmann, M. és Siegenthaler, U. (1991) Equilibrium oxygen- and hydrogen-isotope fractionation between ice and water. *J. Glaciol.* 37: 23–26.
- Lekouch, I., Mileta, M., Muselli, M., Milimouk-Melnytkhouk, I., Šojat, V., Kabbachi, B., Beysens, D. (2010) Comparative chemical analysis of dew and rain water. *Atmospheric Research* 95: 224–234.
- Leunda, M., González-Sampériz, P., Gil-Romera, G., et al. (2019) Ice cave reveals environmental forcing of long-term Pyrenean tree line dynamics. *J Ecol.* 107: 814–828.
- Lucas, L.L. és Unterweger, M.P. (2000) Comprehensive review and critical evaluation of the half-life of tritium. *J. Res. Natl. Inst. Stand. Technol.* 105: 541–549.
- Luetscher, M. (2005) Processes in Ice Caves and Their Significance for Paleoenvironmental Reconstructions. SISKKA, La Chaux-de-Fonds, Svájc, 154 p.
- Luetscher, M. (2013) Glacial processes in caves. In: Frumkin, A. (szerk.) Treatise on Geomorphology. Karst Geomorphology, vol. 6. Academic Press, San Diego, CA, pp. 258–266.
- Luetscher, M. és Jeannin, P.-Y. (2004a) The role of winter air circulations for the presence of subsurface ice accumulations: an example from Monlési ice cave (Switzerland). *Theor. Appl. Karstol.* 17: 19–25.
- Luetscher, M. és Jeannin, P.-Y. (2004b) A process-based classification of alpine ice caves. *Theor. Appl. Karstol.* 17: 5–10.
- Luetscher, M. és Jeannin, P. Y. (2018) Ice caves in Switzerland. In: Perşoiu, A. és Lauritzen, S.E. (szerk.) Ice Caves, Elsevier, pp. 221–235.
- Luetscher, M., Jeannin, P., Haeberli, W. (2005) Ice caves as an indicator of winter climate evolution: a case study from the Jura Mountains. *The Holocene* 15: 982–993.
- Luetscher, M., Boliuș, D., Schwikowski, M., Schotterer, U., Smart, P.L. (2007) Comparison of techniques for dating of subsurface ice from Monlesi ice cave, Switzerland. *J. Glaciol.* 53/182: 374–384.
- Maire, R. (1990) La haute montagne calcaire. *Karstologia-Mémoires* 3, Párizs, Franciaország, <https://doi.org/10.4000/books.pub.11090>
- Mais, K. és Pavuza, R. (2000) Hinweise zu Höhlenklima und Höhleis in der Dachstein Mammuthöhle (Oberösterreich). *Die Höhle* 51: 121–125.
- Maggi, V., Turri, S., Bini, A., Udisti, R. (2008) 2500 year of history in Focul Viu Ice Cave. In: Kadebskaya, O., Mavlyudov, B.R., Pyatunin, M. (szerk.) *Proceedings of the 3rd International Workshop on Ice Caves*, Mining Institute of Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Perm, Oroszország, pp. 11–15.



- Maggi, V., Meyer, C., Leoni, B., Nava, V., Maspero, F., Pflitsch, A. (2020) Chemical and physical stratigraphy of the Schellenberger Eishole ice core. *Aragonit* 25: 48.
- Mamužić, P., Milan, A., Korolija, B., Borović, I., Majcen, Ž. (1969) Osnovna geološka karta SFRJ 1:100000, list Rab [Basic Geological Map of SFRY 1:100000, Rab Sheet – in Croatian]. – Institute of Geology, Zagreb, Federal Geol. Inst., Belgrade
- Matsuoka, N. (2011) Climate and material controls on periglacial soil processes: Toward improving periglacial climate indicators. *Quaternary Research* 75: 356–365. doi:10.1016/j.yqres.2010.12.014
- May, B., Spötl, C., Wagenbach, D., Dublyansky, Y., Liebl, J., (2011) First investigations of an ice core from Eisriesenwelt cave (Austria). *The Cryosphere* 5: 81–93. DOI: 10.5194/tc-5-81-2011
- Mavlyudov, B. R. (1989a) Caves glaciation. In: *Proceedings of the 10th International Congress of Speleology*, vol. 1, pp. 298–300.
- Mavlyudov, B. R. (1989b) Snow and ice formations in caves and their regime. In: *Proceedings of the 10th International Congress of Speleology*, vol. 1, pp. 295–297.
- Mavlyudov, B. R. (2008) Oledenienie pesher (Caves Glaciation). Institute of Geography of the Russian Academy of Science, Moskva, Oroszország, 290 p.
- Mavlyudov, B.R. (2018a) Geography of cave glaciation. In: Perşoiu, A. és Lauritzen, S.E. (szerk.) *Ice Caves*, Elsevier, pp. 209–220.
- Mavlyudov, B. R. (2018b). Ice genesis and types of ice caves. In: Perşoiu, A. és Lauritzen, S.E. (szerk.) *Ice Caves*, Elsevier, pp. 34–68.
- McKenzie, G. (1969) Use of the term “glacier cave”. *Journal of Glaciology* 8: 495. doi:10.3189/S0022143000027131
- McKinney, C. R., McCrea, J. M., Epstein, S., Allen, A., Urey, H.C. (1950) Improvements in mass spectrometers for the measurement of small differences in isotope abundance ratios. *Rev Sci Inst* 21: 724–730.
- Meyer, H., Opel, T., Laepple, T., Dereviagin, A. Y., Hoffmann, K., Werner, M. (2015) Long-term winter warming trend in the Siberian Arctic during the Mid- to Late Holocene. *Nat. Geosci* 8: 122–125., doi:10.1038/ngeo2349
- Molnár, M., Joó, K., Barczy, A., Szántó, Z., Futó, I., Palcsu, L., Rinyu, L. (2004) Dating of total soil organic matter used in kurgan studies. *RADIOCARBON* 46: 413–419.
- Molnár, M., Janovics, R., Major, I., Orsovski, J., Gönczi, R., Veres, M., Leonard, A.G., Castle, S.M., Lange, T.E., Wacker, L., Hajdas, I., Jull, A.J.T. (2013a) Status report of the new AMS 14C sample preparation lab of the Hertelendi Laboratory of Environmental Studies, Debrecen, Hungary. *RADIOCARBON* 55: 665–676.

- Molnár, M., Rinyu, L., Veres, M., Seiler, M., Wacker, L., Synal, H.A. (2013b) EnvironMICADAS: a mini  $^{14}\text{C}$ -AMS with enhanced gas ion source interface in the Hertelendi Laboratory of Environmental Studies (HEKAL), Hungary. *RADIOCARBON* 55: 338–344., doi: 10.2458/azu\_js\_rc.55.16331
- Moser, H. és Stichler, W. (1980) Environmental isotopes in ice and snow. In: Fritz, P. és Fontes, J. (szerk.) *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, the terrestrial environment*, Elsevier, New York, pp. 141–178.
- Munroe, J. S. (2021) First Investigation of Perennial Ice in Winter Wonderland Cave, Uinta Mountains, Utah, USA. *The Cryosphere* 15: 863–881., <https://doi.org/10.5194/tc-15-863-2021>
- Munroe, J.S., O’Keefe, S.S., Gorin, A.L. (2018) Chronology, stable isotopes, and glaciochemistry of perennial ice in Strickler Cavern, Idaho, USA. *GSA Bulletin* 130: 175–192.
- Muraiu V., Pacurar A., Gyenge, Cs. (2013) New ice core drilling machine for small glaciers. *ACTA TECHNICA NAPOCENSIS* 56: 1–4.
- Nešić, D. és Čalić, J. 2018. Ice cave in Serbia. In: Perşoiu, A. és Lauritzen, S.E. (szerk.) *Ice Caves*, Elsevier, pp. 611–624.
- Obleitner, F. és Spötl, C. (2011) The mass and energy balance of ice within the Eisriesenwelt cave, Austria. *The Cryosphere* 5: 245–257.
- Ohata, T., Furukawa, T., Osada, K. (1994) Glacioclimatological study of perennial ice in the Fuji ice cave, Japan. Part 2: Interannual variation and relation to climate. *Arctic Alpine Res.* 26: 238–244.
- Onac, B. P., Parmenter, D. S., Weaver, E., Baumann, S. M., Sava, T. B. (2018) Ice deposits in lava tubes of El Malpais National Monument, New Mexico (USA). In: Serrano E. (szerk.) *8th International Workshop on Ice Caves: Scientific program and Abstracts*, GIR PANGAEA, p.19.
- Onac, B. P., Baumann, S. M., Parmenter, D. S., Weaver, E., Sava, T. B. (2020) Late Holocene droughts and cave ice harvesting by Ancestral Puebloans. *Scientific Reports* 10: 20131, <https://doi.org/10.1038/s41598-020-76988-1>
- Opel, T., Meyer, H., Wetterich, S., Laepple, T., Dereviagin, A., Murton, J. (2018) Ice wedges as archives of winter paleoclimate: A review. *Permafrost and Periglacial Processes* 29: 199–209., doi:10.1002/ppp.1980
- Paar, D., Buzjak, N., Sironić, A., Horvatinčić, N. (2013) Paleoklimatske arhive dubokih jama Velebita. In: Marjanac L. (szerk.) *Knjiga sažetaka 3. znan. skup Geologija kvaratara u Hrvatskoj; Záhgráb, Horvátország*, pp. 39–40.

- Paar, D., Mance, D., Stroj, A., Pavić, M. (2019) Northern Velebit (Croatia) karst hydrological system: results of a preliminary 2H and 18O stable isotope study. *Geologia Croatica* 72: 205–213.
- Pacyna J.M. és Pacyna E.G. (2000) Atmospheric emissions of anthropogenic lead in Europe: Improvements, updates, historical data and projections. *GKSS Report no. 2000/31*, Geesthacht, Németország
- Palcsu, L. (2002) A nemesgáz-tömegspektrometria hidrológiai és atomerőművi alkalmazásai. Doktori disszertáció
- Palcsu, L., Major, Z., Köllő, Z., Papp, L. (2010) Using an ultrapure 4He spike in tritium measurements of environmental water samples by the 3He-ingrowth method. *Rapid Commun Mass Spectrom* 24: 698–704., DOI: 10.1002/rcm.4431
- Paul, D., Skrzypek, G., Fórizs, I. (2007) Normalization of measured stable isotopic compositions to isotope reference scales - a review. *Rapid Commun Mass Spectrom.* 21: 3006–3014., doi:10.1002/rcm.3185
- Pennos, C., Styllas, M., Sotiriadis, Y., Vaxevanopoulos, M. 2018. Ice caves in Greece. In: Perşoiu, A. és Lauritzen, S.E. (szerk.) *Ice Caves*, Elsevier, pp. 385–397.
- Perrier, F., Le Mouel, J.L., Kossobokov, V., Crouzeix, C., Morat, P., Richon, P. (2005) Properties of turbulent air avalanches in a vertical pit. *Eur. Phys. J. B* 46: 563–579.
- Perşoiu, A. (2004) Ice speleothemes in Scărişoara Cave: dynamics and controllers. *Theor. Appl. Karst.* 17: 71–76.
- Perşoiu, T.A. (2011) Palaeoclimatic significance of perennial ice accumulations in caves: an example from Scărişoara Ice Cave, Romania. University of South Florida, *Theses and Dissertations*, Paper 3291. <http://scholarcommons.usf.edu/etd/3291>
- Perşoiu, A. (2018a) Paleoclimatic significance of cave ice. In: Perşoiu, A. és Lauritzen, S.E. (szerk.) *Ice Caves*, Elsevier, pp.189–198.
- Perşoiu, A. (2018b) Ice caves climate. In: Perşoiu, A. és Lauritzen, S.E. (szerk.) *Ice Caves*, Elsevier, pp. 21–32.
- Perşoiu, A. (2018c) Ice dynamics in caves. In: Perşoiu, A. és Lauritzen, S.E. (szerk.) *Ice Caves*, Elsevier, pp. 97–108.
- Perşoiu, A. és Lauritzen, S.E. (szerk.) (2018) *Ice Caves*. Elsevier
- Perşoiu, A. és Onac, B. P. (2019) Ice in caves. In: *Encyclopedia of Caves*, Academic Press, pp. 553–558.
- Perşoiu, A. és Pazdur, A. (2011) Ice genesis and its long-term mass balance and dynamics in Scărişoara Ice Cave, Romania. *The Cryosphere* 5: 45–53. <https://doi.org/10.5194/tc-5-45-2011>

- Perşoiu, A., Onac, B. P., Perşoiu, I. (2011a) The interplay between air temperature and ice dynamics in Scărișoara Ice Cave, Romania. *Acta Carsologica* 40: 445–456
- Perşoiu, A., Onac, B. P., Wynn, J., Bojar, A.-V., Holmgren, K. (2011b) Stable isotopes behavior during cave ice formation by water freezing in Scărișoara Ice Cave. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 116: D02111, <https://doi.org/10.1029/2010JD014477>
- Perşoiu, A., Onac, B.P., Wynn, J.G., Blaauw, M., Ionita, M., Hansson, M. (2017) Holocene winter climate variability in Central and Eastern Europe. *Sci. Rep.* 7: 1196.
- Perşoiu, A., Buzjak, N., Onaca, A., Pennos, C., Sotiriadis, Y., Ionita, M., Zachariadis, S., Styllas, M., Kosutnik, J., Hegyi, A., Butorac, V. (2021) Record summer rains in 2019 led to massive loss of surface and cave ice in SE Europe. *The Cryosphere* 15: 2383–2399. <https://doi.org/10.5194/tc-15-2383-2021>
- Pflitsch, A., Schörghofer, N., Smith, S. M., Holmgren, D. (2016) Massive Ice Loss from the Mauna Loa Icecave, Hawaii. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 48: 33–43., doi:10.1657/AAAR0014-095
- Plan, L. és Xaver, A. (2010) Geomorphologische Untersuchung und genetische Interpretation der Dachstein-Mammuthöhle (Österreich). *Die Höhle* 61: 18–38.
- Podani, J. (1997) Bevezetés a többváltozós biológiai adatfeltárás rejtelmeibe. Scientia Kiadó, Budapest
- Poljanac, M., Svedek, I., Kos, R. (2010) Republic of Croatia informative inventory report to LRTAP convention for 2008. Submission to the Convention on Long-range Transboundary Air Pollution, EKONERG Ltd, Zágráb, Horvátország, 172 p.
- Pop, E. és Ciobanu, I. (1950) Analize de polen în ghiăța de la Scărișoara. *Analele Academiei Republicii Populare Române, seria Geologie, Geografie, Biologie, Științe Tehnice și Agricole* III: 23–50.
- Prosser, S. J. és Scrimgeour, C. M. (1995) High-precision determination of 2H/1H in H<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O by continuous-flow isotope ratio mass spectrometry. *Anal Chem* 67: 1992–1997.
- Qi, H., Coplen, T. B., Tarbox, L., Lorenz J. M., Scholl, M. (2014) USGS48 Puerto Rico precipitation – a new isotopic reference material for δ<sup>2</sup>H and δ<sup>18</sup>O measurements of water. *Isotopes in Environmental and Health Studies* 50: 442–447., DOI: 10.1080/10256016.2014.905555
- Racine, T.M.F., Reimer, P.J., Spötl, C. (2022a) Multi-centennial mass balance of perennial ice deposits in Alpine caves mirrors the evolution of glaciers during the Late Holocene. *Sci Rep* 12: 11374, <https://doi.org/10.1038/s41598-022-15516-9>
- Racine, T., Spötl, C., Reimer, P., Čarga, J. (2022b) Radiocarbon constraints on periods of positive cave ice mass balance during the last millennium, Julian Alps (NW Slovenia). *RADIOCARBON* 64: 333–356., doi:10.1017/RDC.2022.26

- Racoviță, G. (1994) Elements fondamentaux dans la dynamique des spéléothèmes de glace de la grotte de Scărișoara, en relation avec la météorologie externe. *Theor. Appl. Karst.* 7: 133–148.
- Rajman, L.; Roda, Š.; Roda jr., Š., Ščuka, J. (1987) Termodynamický režim Silickej ľadnice. *Slovenský kras* 25: 29–61.
- Reimer, P., Austin, W., Bard, E., Bayliss, A., Bronk Ramsey, C., et al. (2020) The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *RADIOCARBON* 62(4): 725–57.
- Rinyu, L., Orsovski, G., Futó, I., Veres, M., Molnár, M. (2015) Application of zinc sealed tube graphitization on sub-milligram samples using EnvironMICADAS. *Nucl. Instrum. Meth. Phys. Res. B* 361: 406–413.
- Roether, W. (1967) Estimating the tritium input to groundwater from wine samples: groundwater and direct run-off contribution to central European surface waters. In: *Proceedings of IAEA Conference on Isotopes in Hydrology*, IAEA, Bécs, Ausztria, pp.73–90.
- Rumpel, C. és Kögel-Knabner, I. (2011) Deep soil organic matter—a key but poorly understood component of terrestrial C cycle. *Plant Soil* 338: 143–158., <https://doi.org/10.1007/s11104-010-0391-5>
- Sancho, C., Belmonte, Á., Bartolomé, M., Moreno, A., Leunda, M., López-Martínez, J. (2018) Middle-to-late Holocene palaeoenvironmental reconstruction from the A294 ice-cave record (Central Pyrenees, northern Spain). *Earth Planet. Sc. Lett.* 484: 135–144., <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.12.027>
- Sattler, B., Larch, P., Rambacher, J., Spötl, C. (2013) Das Eis der Hundsalm Eis- und Tropfsteinhöhle als Lebensraum für mikrobielle Gemeinschaften. *Die Höhle* 64: 15–24.
- Scheidleder, A., Boroviczeny, F., Graf, W., Hofmann, T., Mandl, G., Schubert, G., Stichler, W., Trimborn, P., Kralik, M. (2001) Pilotprojekt „Karstwasser Dachstein“: *Bd. 2 Kasrthydrologie und Kontaminationsrisiko von Quellen. Umweltbundesamt Monographie* 108 / Archiv f. Lagstättenforschung 21, Bécs, Ausztria, 155 p.
- von Schuckmann, K., Minière, A., Gues, F., Cuesta-Valero, F. J., Kirchengast, G., Adusumilli, S., Straneo, F., Ablain, M., Allan, R. P., Barker, P. M., Beltrami, H., Blazquez, A., Boyer, T., Cheng, L., Church, J., Desbruyeres, D., Dolman, H., Domingues, C. M., García-García, A., Giglio, D., Gilson, J. E., Gorfer, M., Haimberger, L., Hakuba, M. Z., Hendricks, S., Hosoda, S., Johnson, G. C., Killick, R., King, B., Kolodziejczyk, N., Korosov, A., Krinner, G., Kuusela, M., Landerer, F. W., Langer, M., Lavergne, T., Lawrence, I., Li, Y., Lyman, J., Marti, F., Marzeion, B.,

- Mayer, M., MacDougall, A. H., McDougall, T., Monselesan, D. P., Nitzbon, J., Ootaka, I., Peng, J., Purkey, S., Roemmich, D., Sato, K., Sato, K., Savita, A., Schweiger, A., Shepherd, A., Seneviratne, S. I., Simons, L., Slater, D. A., Slater, T., Steiner, A. K., Suga, T., Szekely, T., Thiery, W., Timmermans, M.-L., Vanderkelen, I., Wjiffels, S. E., Wu, T., Zemp, M. (2023) Heat stored in the Earth system 1960–2020: where does the energy go? *Earth Syst. Sci. Data* 15: 1675–1709., <https://doi.org/10.5194/essd-15-1675-2023>
- Schwikowski, M., Barbante, C., Doering, T., Gäggeler, H.W., Boutron, C., Schotterer, U., Tobler, L., van de Valde, K., Ferrari, C., Cozzi, G., Rosman, K., Cescon, P. (2004) Post-17th-century changes of European lead emissions recorded in high-altitude Alpine snow and ice. *Env. Sci. Tech.* 38: 957–964., doi:10.1021/es0347150,
- Șerban, M., Coman, D., Givulesco, R. (1948) Decouvertes récentes et observations sur la glacière naturelle dite Ghearul de la Scărișoara. *Bull. Soc. Hist. Natur. Sci. Cluj* 10: 174–210.
- Șerban, M., Blaga, L., Blaga, L., Chifu, A., Ciobotaru, T. (1967) Contribuții la stratigrafia depozitelor de gheață din Ghețarul de la Scărișoara. *Lucrările Institutului de Speologie "Emil Racoviță"* 6: 107–140.
- Skripkin VV. és Kovaliukh NN. (1998) Recent developments in the procedures used at the SSCER Laboratory for the routine preparation of lithium carbide. *RADIOCARBON* 40: 211–214.
- Skripkin VV. és Buzynnyi MG. (2017) Teflon vials for precise C-14 in benzene measurements by LSC technique. *Biological and Chemical Research* 4: 229–233.
- Sommerfeld, R. és LaChapelle, E. (1970) The classification of snow metamorphism. *Journal of Glaciology* 9: 3–18., doi:10.3189/S0022143000026757
- Souchez, R. A. és Jouzel, J. (1984) On the isotopic composition in  $\delta D$  and  $\delta^{18}O$  of water and ice during freezing. *Journal of Glaciology* 30: 369–372.
- Souchez, R. A. és de Groote, J. M. (1985)  $\delta D$  -  $\delta^{18}O$  relationships in ice formed by subglacial freezing: Paleoclimatic implications. *Journal of Glaciology* 31: 229–232.
- Suzuoki, T. és Kumura, T. (1973) D/H and  $18O/16O$  fractionation in ice-water systems. *Mass Spectroscopy* 21: 229–233.
- Špoler Čanić, K., Vidič, S., Klaić Z. B. (2009) Precipitation chemistry in Croatia during the period 1981–2006. *J. Environ. Monit.* 11: 839–851., DOI: 10.1039/b816432k
- Spötl, C., Reimer, P.J., Luetscher, M. (2014). Long-term mass balance of perennial firn and ice in an Alpine cave (Austria): constraints from radiocarbon-dated wood fragments. *The Holocene* 24: 165–175., <https://doi.org/10.1177/0959683613515729>

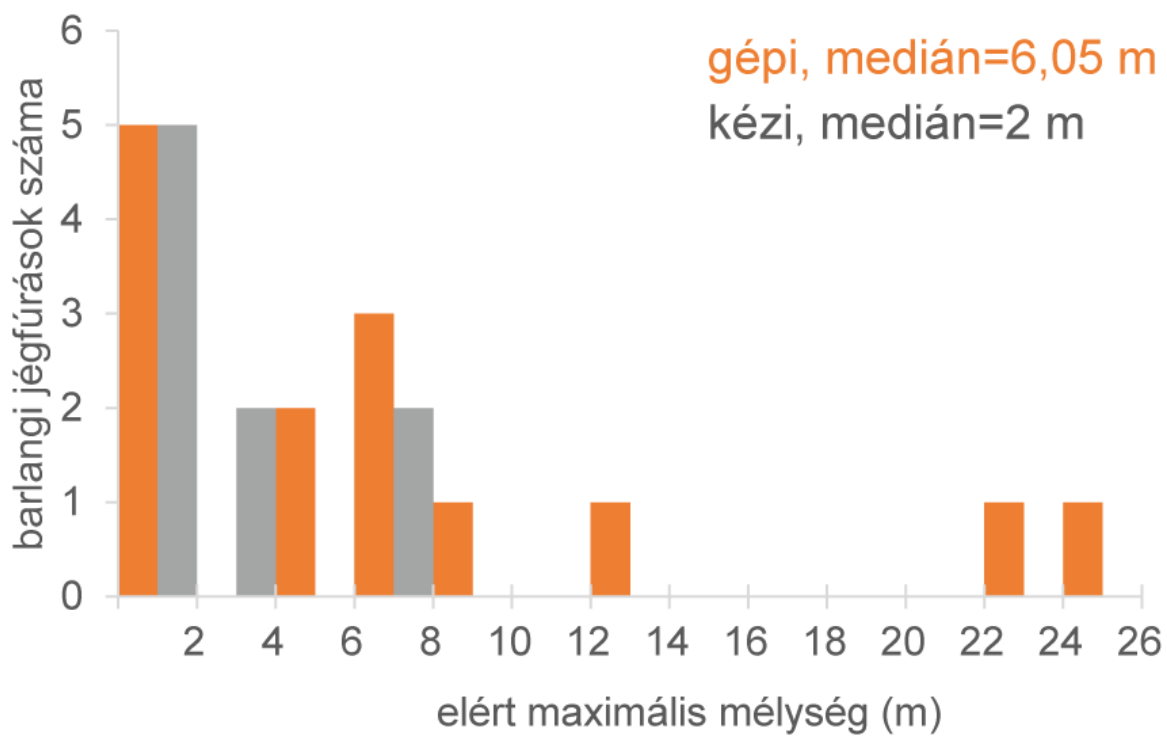
- Spötl, C., Plan, L., Christian, E. (2016) Höhlen und Karst in Österreich. Linz, Ausztria, 752 p.
- Spötl C, Wimmer M, Pavuza R, Plan L. 2018. Ice caves in Austria. In: Persoiu, A. és Lauritzen, S.E. (szerk.) *Ice Caves*, Elsevier, pp. 237–62.
- Staut, M., Vreča, P., Merela, M., Brenčič, M. (2016) Recent fluctuations of ice deposits in the cave Ledena Jama pri Planini Viševnik, NW Slovenia. In: Mihevc, A., Hajna Zupan, N., Gostincar, P. (szerk.) *7th International Workshop on Ice Caves: Program Guide and Abstracts*, Karst Research Institute ZRC SAZU, Postojna, Szlovénia, pp. 73–74.
- Stewart, M.K. (1975) Stable isotope fractionation due to evaporation and isotopic exchange of falling waterdrops: Applications to atmospheric processes and evaporation of lakes. *J. Geophys. Res.* 80: 1133–1146.
- Stoffel, M., Luetscher, M., Bollschweiler, M., Schlatter, F. (2009) Evidence of NAO control on subsurface ice accumulation in a 1200 yr old cave-ice sequence, St. Livres ice cave, Switzerland. *Quaternary Research* 72: 16–26. DOI:10.1016/j.yqres.2009.03.002
- Strug, K., Perşoiu, A., Zelinka, J. (2008) Preliminary results of ice temperature measurements in the Dobšinská Ice Cave (Slovakia) and Scărişoara Ice Cave (Romania). In: Kadebskaya, O., Mavlyudov, B.R., Pyatunin, M. (szerk.) *Proceedings of the 3rd International Workshop on Ice Caves*, Mining Institute of Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Perm, Oroszország, pp. 16–22.
- Talalay, P., Yang, C., Cao, P., Wang, R., Zhang, N., Fan, X., Yang Y., Sun, Y. (2015) Ice-core drilling problems and solutions. *Cold Regions Science and Technology* 120: 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2015.08.014>
- Tans, P.P. és Mook, WG. (1980) Past atmospheric CO<sub>2</sub> levels and <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C ratios in tree rings. *Tellus* 32: 268–283.
- Temovski, M. (2018) Ice Caves in FYR of Macedonia. In: Persoiu, A. és Lauritzen, S.E. (szerk.) *Ice Caves*, Elsevier, pp.455–478.
- Thury, M. (1861) Etude des Glacieres naturelles. *Archives des Sciences de la Bibliotheque Universelle*, Geneve: 1–59.
- Trofimova, E.V. (2007) Genesis and morphological peculiarities of cave deposits of Lake Baikal. In: Zelinka, J. (szerk.) *Proceedings of the 2nd International Workshop on Ice Caves*, Liptovsky Mikulás, Szlovákia, pp. 77–81.
- Trofimova, E. V., Sokolov, Y. V., Trofimov, A. A. (2020) Ice in caves Askinskaya and Kinderlinskaya: Comparative characteristic. *Bulletin of the Russian Geographical Society* 152: 70–74., DOI: 10.31857/S086960712002007X



- Turri, S., Maggi, V., Bini, A. (2009) Ice caves as natural archives in the palaeoclimatic studies. *Data Glac Stud (Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy)* 107: 163–169.
- Uglietti, C., Zapf, A., Jenk, T.M., Sigl, M., Szidat, S., Salazar, G., Schwikowski, M. (2016) Radiocarbon dating of glacier ice: overview, optimisation, validation and potential. *The Cryosphere* 10: 3091–105., doi:10.5194/tc-10-3091-2016
- Újvári, G., Molnár, M., Páll-Gergely, B. (2016) Charcoal and mollusc shell 14C-dating of the Dunaszekcső loess record, Hungary. *Quaternary Geochronology* 35: 43–53.
- Yang, Y., Wu, Q., Jin, H. (2023) High-resolution stable isotopic signals of ground ice indicate freeze–thaw history in permafrost on the northeastern Qinghai–Tibet Plateau. *Permafrost and Periglac Process.* 34: 68–80., doi:10.1002/ppp.2172
- Yonge, C.J. és MacDonald, W.D. (1999) The potential of perennial cave ice in isotope paleoclimatology. *Boreas* 28: 357–362.
- Yonge, C.J. és MacDonald, W.D. (2014) Stable isotope composition of perennial ice in ice caves as an aid to characterizing ice cave types. In: Land, L., Kern, Z., Maggi, V., Turri, S. (szerk.) *Proceedings of the Sixth International Workshop on Ice Caves*, Idaho Falls, Idaho, USA: NCKRI Symposium 4. Carlsbad (NM): National Cave and Karst Research Institute, pp. 41–49.
- Yonge, C. J., Ford, D., Horne, G., Lauriol, B., Schroeder, J. (2018) Ice caves in Canada. In: Persoiu, A. és Lauritzen, S.E. (szerk.) *Ice Caves*, Elsevier, pp. 285–334.
- Velić, I. és Velić, J. (2009) Od morskih plićaka do planine. Geološki vodič kroz Nacionalni park Sjeverni Velebit [From Marine Shallows to the Mountain: Geological Guidebook through the Northern Velebit National Park – In Croatian], NP Sjeverni Velebit, Krasno, Horvátország, 143 p.
- Veselinović, D., Kovacevic, D., Rajsić, S., Vukmirović, Z., Djordjević, D., Stanković, S., Stanković, A. (2001) The metal amounts in ice stalagmite of "ice cave", snow and water at Durmitor Mountains (Yugoslavia). *Journal of Environmental Protection and Ecology* 2: 34–36.
- Von Storch, H., Costa-Cabral, M., Hagner, C., Feser, F., Paczyna, J., Paczyna, E., Kolb, S. (2003) Four decades of gasoline lead emission and control policies in Europe: a retrospective assessment. *Sci. Total Environ.* 311: 151–176.
- Vrana, K., Baker, J., Clausen, H. B., Hansen, S.B., Zelinka, J., Rufli, H., Ockaik, Janočko, J. (2007) Continental ice body in Dobšiná Ice Cave (Slovakia) – part I. – Project and sampling phase of chemical and isotopic study. In: Zelinka, J. (szerk.) *Proceedings of the 2nd International Workshop on Ice Caves*, Liptovsky Mikuláš, Szlovákia, pp. 24–28.

- Vrbek, B. (2005) Kvaliteta padalina i otopine tla nacionalnih parkova „Plitvicka jezera“ „Severnij Velebit“ i „Risnjak“. *Rad. Sumar. inst.* 40: 19–30.
- Vreča, P., Krajcar Bronić, I., Horvatinčić, N., Barešić, J. (2006) Isotopic characteristics of precipitation in Slovenia and Croatia: Comparison of continental and maritime stations. *J Hydrology* 330: 457–469.
- Wang, J., Robinson, C., Edelman, I. (1953) Self-diffusion and structure of liquid water. III. Measurements of the selfdiffusion of liquid water with H<sub>2</sub>, H<sub>3</sub> and O<sup>18</sup> as tracers. *Journal of the American Chemical Society* 75: 466–470.
- Wigley, T.M.L. és Brown, M.C. (1976) The Physics of Caves. In: Ford, T.D. és Cullingford, C.H.D. (szerk.) *The Science of Speleology*, Elsevier, New York, USA, pp. 329–358.
- Zaninović, K. (szerk.) (2008) Klimatski atlas Hrvatske. Meteorological and Hydrological Service of Croatia, Zágráb, Horvátország, 172 p.

Függelék:



**F1. ábra: A barlangi jégfúrásoknál gépi (narancs) és kézi (szürke) fúróberendezések alkalmazásával elért maximális mélység alakulása.** A rekeszkiosztás 2 méter. A medián érték a jobb felső sarokban szerepel.

**F1. táblázat:** Az északi félgömb jégbarlangjainak földrajzi koordinátái és jégtérfogatbecslésének eredménye

Régió	Barlang	Lat (°)	Lon (°)	jégtérfogat (m <sup>3</sup> ) <sup>a</sup>	referencia
Kalifornia <sup>b</sup>	Merrill-jgb.	41,73	-121,55	137,6	Fuhrmann 2007
Új-Mexikó	Candelaria-jgb.	34,99	-108,08	130/363 <sup>c</sup>	Dickfoss et al. 1997
Jura	Gouffre de Bellevue	46,90	6,68	1000	Luetscher 2005
	Couchant-jgb.	46,52	6,16	475	
	St-Livres-jgb.	46,57	6,30	3500	Luetscher et al. 2005
	Monlési-jgb.	46,94	6,58	7000	
	Croix-Rouges n°1	46,51	6,16	250	
Kárpátok	Cemniak-jgb.	49,24	19,87	2800	Rachlewicz és Szczuszkinski 2004
	Scarisoara-jgb.	46,42	22,87	100000	Perşoiu 2011
Skandinávia	Svarthammarhola	67,20	15,50	24000/ 32000 <sup>c</sup>	Lauritzen et al. 2010
Transzbajkál	Iya	52,83	106,60	340	Trofimova, 2006
	Bolshaya Baidinskaya	53,01	106,82	152	
	Mechta	52,96	106,80	210	
Japán	Fuji Fuketsu	36,40	138,70	3000	Ohata et al. 1994

<sup>a</sup> a legkorábbi elérhető jégtérfogatbecslés

<sup>b</sup> Merrill-jgb. egy látogatható barlang, de a Lava Beds NP többi jégbarlangja védett, és az NPS kutatási engedélyben foglaltak értelmében azonosításukat lehetővé tevő információk nem publikálhatók.

<sup>c</sup> min/max

Dickfoss, P. V., Betancourt, J. L., Thompson, L. G., Turner, R. M., Tharnstrom, S. 1997 History of ice at Candelaria Ice Cave, New Mexico. New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Bulletin 156, 91–112.

Fuhrmann, K., 2007. Monitoring the disappearance of a perennial ice deposit in Merrill Cave. J. Cave Karst Stud. 69, 256-265.

Lauritzen, S.E., Baastad, L., Bjølien, J., Holmlund, P., 2010. Svarthammarhola, a dynamic ice cave in northern Norway. In: Spötl, C., Luetscher, M., Rittig, P. (Eds), 4th International Workshop on Ice Caves, Volume of Abstracts, pp.18.

Luetscher M., 2005. Processes in ice caves and their significance for paleoenvironmental reconstructions. PhD Thesis, Luetscher, M., Jeannin, P., Haerberli, W., 2005. Ice caves as an indicator of winter climate evolution: a case study from the Jura Mountains. The Holocene 15, 982-993.

Ohata, T., Furukawa, T., Osada, K., 1994. Glacioclimatological study of perennial ice in the Fuji ice cave, Japan. Part 2: Interannual variation and relation to climate. Arctic Alpine Res. 26, 238-244.

Perşoiu, T.A., 2011. Palaeoclimatic significance of perennial ice accumulations in caves: an example from Scarisoara Ice Cave, Romania. Theses and Dissertations. Paper 3291. <http://scholarcommons.usf.edu/etd/3291>

Rachlewicz, G., Szczuszkinski, W., 2004. Seasonal, annual and decadal ice mass balance in the ice cave Jaskinia Lodowa w Cemniaku, the Tatra Mountains, Poland. Theor. Appl. Karst. 17, 11-18.

Trofimova, E.V., 2006. Cave ice of Lake Baikal as an indicator of climatic changes. Dokl. Earth Sci. 410, 1087–1090. DOI: 10.1134/S1028334X06070191

**F2. táblázat:** A Vukušić-jégbarlangból kiemelt jégfurat felső 2 méteres szakaszából nyert 36 jégminta, valamint a Ledena-akna jégtömbjéből gyűjtött kilenc jégminta (Horvatinčić 1996) hidrogén- és oxigénizotóp-összetétele, és az ezekből számított d-többség (Dansgaard, 1964) paraméter. A mintakódokban az első két betű a barlangok horvát nevére utaló rövidítés: VS-Vukusic sneznica, LJ - Ledena jama

minta kód	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	$\delta^2\text{H}$ [‰]	d-többség [‰]		minta kód <sup>a</sup>	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	$\delta^2\text{H}$ [‰]	d-többség [‰]
VS11	-8,72	-59	10,9		LJ01	-6,74	-50	3,6
VS12	-10,08	-67	13,5		LJ02	-7,25	-50	7,8
VS13	-11,49	-79	13,2		LJ03	-7,75	-51	10,9
VS14	-9,76	-65	13,3		LJ04	-8,01	-58	5,6
VS15	-9,69	-67	10,7		LJ05	-8,25	-58	8,0
VS16	-9,20	-55	18,1		LJ06	-8,5	-57	11,0
VS21	-9,20	-58	15,5		LJ07	-8,75	-62	8,0
VS22	-8,81	-59	12,0		LJ08	-9,95	-68	11,7
VS23	-10,97	-76	11,8		LJ09	-10,25	-68	14,1
VS24	-8,86	-56	14,9					
VS25	-9,89	-65	13,8					
VS26	-10,74	-72	13,4					
VS31	-9,43	-60	15,4					
VS32	-10,21	-68	13,2					
VS33	-11,97	-82	13,8					
VS34	-8,90	-55	15,8					
VS35	-9,11	-56	17,0					
VS36	-9,43	-62	13,7					
VS41	-9,84	-67	12,0					
VS42	-11,74	-81	12,7					
VS43	-9,76	-66	12,3					
VS44	-11,25	-75	14,8					
VS45	-11,77	-80	13,8					
VS46	-9,90	-66	13,0					
VS61	-8,92	-59	12,7					
VS62	-8,61	-58	10,9					
VS63	-8,02	-53	11,1					
VS64	-10,04	-64	15,9					
VS65	-9,88	-64	14,8					
VS66	-9,69	-65	12,8					
VS71	-9,48	-66	9,7					
VS72	-9,72	-66	12,1					
VS73	-10,40	-70	13,7					
VS74	-10,43	-70	13,1					
VS75	-11,57	-78	14,9					
VS76	-10,26	-66	16,2					

<sup>a</sup> az eredeti mintakódokat nem közölték, ezek „saját használatra” adott kódok

**F3. táblázat:** A Vukušić-jégbarlangból kiemelt jégfurat felső 2 méteres szakaszán mért elemkoncentrációk alapstatisztikái ng/g-ban kifejezve. Az üres cellák kimutatási határ alatti (<0.01 ng/g) koncentrációt jeleznek.

	Rb	Sr	Y	Ba	Pb	U	Ce	Mg	Cr	Mn	Fe	Co	Cu	Zn	Al	As	Ca	Na	K	Ni	B	Mo	Cd
VS 1.1	0.489	3.49	0.017	0.185	0.500	0.054	0.032	64.9	0.270	1.069	20.1	0.043	0.434	34.4	115	0.320	3568	765	452	0.453	1.76	0.131	
VS 1.2	0.296	2.14	0.010	1.08	0.340		0.027	46.6	0.216	0.755	30.3	0.022	0.461	55.2	33.3	0.127	2588	478	266	0.011	0.261		
VS 1.3	0.896	3.10	0.015	3.50	0.563		0.034	97.9	1.52	7.90	32.1	0.103	2.25	148	39.5	0.144	3103	1993	1253	1.03	6.29	0.356	
VS 1.4	0.349	2.36	0.020	1.69	0.279	0.011	0.051	68.5	0.619	10.4	35.6	0.040	0.247	98.2	56.5	0.109	3070	639	390	0.774	1.02		
VS 1.5	0.473	1.86	0.011	0.407	0.225	0.008	0.034	48.7	0.294	6.73	28.6	0.038	0.113	61.9	74.5	0.211	2783	546	509		0.785		
VS 1.6	0.158	1.80	0.010	0.879	0.167	0.007	0.026	45.8	0.311	4.54	24.8	0.022	0.130	101	20.6	0.053	2735	365	214	0.548			
VS 2.1	0.083	2.32		0.022	0.122	0.017	0.018	27.8	0.087	2.76	15.9	0.012	0.078	31.4	22.1	0.095	3269	130	73.8				
VS 2.2	0.300	2.89	0.016		0.302	0.034	0.045	47.1	0.263	4.73	27.3	0.075	0.228	31.9	137	0.324	3572	376	308	0.343	0.098	0.007	
VS 2.3	0.148	2.16	0.010	0.493	0.172	0.011	0.032	41.2	0.205	4.46	19.9	0.019	0.097	55.7	20.9	0.218	3161	231	180				
VS 2.4	0.099	2.86	0.016		0.145	0.026	0.049	53.8	0.132	5.38	20.9	0.027	0.036	32.4	53.6	0.155	4023	137	81.5	0.357			
VS 2.5	0.090	2.15			0.092	0.018	0.018	37.9	0.052	3.74	14.5	0.011	0.038	74.9	40.9	0.074	3606	124	121	0.540			
VS 2.6	0.469	5.10	0.017	0.164	0.463	0.118	0.069	78.2	0.085	13.4	55.0	0.087	0.102	11.8	231	1.06	6053	153	130	0.161	1.42	0.169	
VS 3.1	0.353	4.39	0.015	0.097	0.436	0.070	0.050	77.3	0.212	7.38	60.6	0.132	0.244	21.7	186	0.424	4857	549	264	0.088	0.650	0.028	
VS 3.2	0.407	2.92	0.016	0.235	0.394	0.022	0.055	63.0	0.432	1.65	44.6	0.057	0.788	35.3	111	0.331	3528	816	424	0.035	0.670		
VS 3.3	0.271	2.66	0.015	1.14	0.308	0.017	0.050	60.1	0.334	6.13	43.4	0.036	0.145	73.6	62.8	0.228	3284	679	333		0.323		
VS 3.4	0.221	3.12	0.010	1.14	0.262	0.024	0.035	63.2	0.302	6.58	38.0	0.034	0.155	43.6	65.1	0.146	3876	550	287				
VS 3.5	0.145	2.74		0.092	0.189	0.025	0.034	49.5	0.138	4.93	30.6	0.021	0.034	43.1	45.0	0.181	3401	211	128				
VS 3.6	0.251	6.07		0.290	0.056	0.070		110	0.150	3.06	5.01	0.034	0.355	14.3	119	0.188	4920	427	246		0.134		
VS 4.1	0.132	3.48		0.981	0.208	0.021	0.022	56.5	0.323	3.03	31.8	0.027	0.137	30.4	41.9	0.148	4130	216	136				
VS 4.2	0.176	2.46		1.40	0.235	0.014	0.023	56.7	0.338	4.55	22.0	0.022	0.115	44.1	17.0	0.122	3046	486	241				
VS 4.3	0.123	2.25		0.698	0.175	0.015	0.017	47.1	0.166	5.28	19.9	0.024	0.153	35.6	21.5	0.091	3219	329	165				
VS 4.4	0.103	2.14		0.375	0.131	0.022	0.023	41.6	0.107	3.45	20.0	0.018	0.169	30.2	24.2	0.104	3077	238	122				
VS 4.5	0.084	2.11			0.177	0.020	0.033	35.5	0.159	1.85	18.1	0.015	0.028	14.6	52.3	0.301	2925	109	90.2				
VS 4.6	2.56	33.9	0.021	8.56	0.345	0.314	0.030	703	0.026	29.6	23.9	0.127	0.092	11.7	9.19	2.03	34654	598	697	0.004	9.31	0.255	0.017
VS 6.1	1.92	20.0	0.013	10.9	0.167	0.180	0.048	408	0.386	48.5	37.9	0.156	0.648	30.6	57.5	1.63	19387	365	207	0.280	6.28	0.187	0.010
VS 6.2	13.4	45.7	0.028	17.5	0.294	0.767	0.070	1632	0.136	324	71.3	0.475	0.237	9.50	18.1	3.37	47476	280	692	0.870	31.1	1.46	
VS 6.3	1.31	4.27	0.034	1.29	0.273	0.063	0.124	154	0.287	8.30	64.7	0.139	1.15	32.9	138	0.751	4647	149	93	0.087	1.68	0.084	
VS 6.4	1.40	5.48	0.014	2.77	0.161	0.050	0.056	156	0.587	20.4	35.1	0.142	0.225	59.4	149	0.701	5387	597	294	0.010	1.55	0.100	
VS 6.5	4.06	11.6	0.022	1.91	0.464	0.219	0.088	385	0.177	31.4	88.3	0.176	0.115	5.49	121	1.55	12500	95.5	239	0.095	5.47	0.323	
VS 6.6	0.930	4.52	0.024	0.943	0.200	0.061	0.083	115	0.254	10.6	57.9	0.133	0.038	24.5	203	0.369	4984	111	69.4		0.081		
VS 7.1	4.53	24.3	0.010	7.51	0.126	0.417	0.037	719	0.447	46.9	23.8	0.263	0.013	19.3	47.9	1.15	22440	238	417	0.111	9.72	0.592	
VS 7.2	1.89	10.7		2.37	0.108	0.291	0.028	310	0.190	19.6	16.4	0.305	0.137	12.9	43.8	0.545	10534	191	206	0.388	2.17	0.199	
VS 7.3	0.227	5.99	0.010	2.65	0.207	0.037	0.035	96.5	0.133	32.2	31.0	0.039	0.168	119	33.7	0.132	6878	110	35.7				
VS 7.4	0.167	6.64		0.923	0.094	0.072		116	0.111	5.0	3.82	0.021		22.3	26.9	0.167	6131	94.9	23.5				
VS 7.5	0.165	4.41			0.168	0.047	0.021	76.9	0.152	4.0	15.0	0.049	0.093	21.5	69.7	0.110	3723	58.8	21.8				
VS 7.6	0.071	2.27			0.135	0.028	0.018	55.8	0.045	7.2	14.3			38.7	24.9	0.083	2768	54.2					

**F4. táblázat:** A dachsteini Mammut-barlang Saarhalle termében található jégblokkból kiemelt jégfurat mintáin mért elektrolitikus vezetőképesség, valamint hidrogén- és oxigénizotóp-összetétel és az ezekből számított d-többlet (Dansgaard, 1964) paraméter

<b>mintakód</b>	<b>középmélység (m)</b>	<b>EC (<math>\mu\text{S/cm}</math>)</b>	<b><math>\delta^2\text{H}</math> [‰]</b>	<b><math>\delta^{18}\text{O}</math> [‰]</b>	<b>d-többlet [‰]</b>
MH01	0,03	174	-89	-12,44	11,0
MH02	0,08	119	-67	-9,84	11,5
MH03	0,14	152	-68	-9,99	11,5
MH04	0,19	153	-68	-10,12	12,7
MH05	0,25	159	-76	-10,68	9,2
MH06	0,30	149	-81	-11,56	11,4
MH07	0,36	mintavesztés			
MH08	0,42	176	-93	-12,95	10,8
MH09	0,48	173	-91	-12,88	11,9
MH10	0,54	163	-66	-9,83	12,4
MH11	0,60	170	-75	-10,75	11,0
MH12	0,66	210	-78	-11,30	12,6
MH13	0,71	192	-77	-11,14	11,7
MH14	0,76	167			
MH15	0,81	172	-85	-11,78	9,2
MH16	0,86	174	-84	-11,79	9,9
MH17	0,91	178	-82	-11,61	10,6
MH18	0,96	163	-77	-10,90	10,2
MH19	1,01	139	-72	-10,39	11,0
MH20	1,06	157	-83	-11,66	9,8
MH21	1,11	164	-75	-10,52	9,6
MH22	1,16	192	-77	-10,70	8,9
MH23	1,21	183	-83	-11,58	9,6
MH24	1,26	160	-75	-10,78	10,7
MH25	1,31	147	-73	-10,31	9,7
MH26	1,36	113	-69	-9,84	9,9
MH27	1,41	168	-79	-10,97	8,3
MH28	1,46	207	-85	-11,49	7,0
MH29	1,51	196	-84	-11,29	6,2
MH30	1,56	202	-73	-10,52	10,9



<b>mintakód</b>	<b>középmélység (m)</b>	<b>EC (<math>\mu\text{S}/\text{cm}</math>)</b>	<b><math>\delta^2\text{H}</math> [‰]</b>	<b><math>\delta^{18}\text{O}</math> [‰]</b>	<b>d-többslet [‰]</b>
MH31	1,61	161	-78	-10,93	9,7
MH32	1,66	158	-81	-11,11	8,3
MH33	1,70	217	-67	-9,51	8,8
MH34	1,75	185	-75	-10,66	10,6
MH35	1,80	97,8	-80	-11,09	9,1
MH36	1,84	39,6	-72	-10,23	9,4
MH37	1,89	154	-76	-10,46	7,5
MH38	1,93	195	-66		
MH39	1,98	169	-73	-10,25	8,9
MH40	2,03	73,2	-86	-11,72	7,8
MH41	2,07	134	-80	-11,24	10,0
MH42	2,12	143	-73	-10,26	8,9
MH43	2,17	164	-77	-10,68	8,0
MH44	2,22	173	-70	-9,71	7,9
MH45	2,27	174	-72	-10,21	9,3
MH46	2,32	146	-79	-10,87	8,1
MH47	2,37	107	-73	-10,06	7,6
MH48	2,42	110	-83	-11,36	8,2
MH49	2,47	177	-80	-11,08	8,7
MH50	2,52	215	-73	-10,18	8,2
MH51	2,57	214	-68	-9,78	10,1
MH52	2,61	209	-69	-9,90	9,9
MH53	2,65	210	-87	-11,91	8,6
MH54	2,70	193	-83	-11,46	8,2
MH55	2,74	202	-90	-12,04	6,6
MH56	2,79	189	-86	-12,09	10,5
MH57	2,84	172	-73	-10,43	10,9
MH58	2,89	148	-76	-10,81	10,9
MH59	2,94	107	-75	-10,65	10,0
MH60	2,99	170	-75	-10,48	8,8
MH61	3,04	165	-66	-9,55	10,1
MH62	3,09	158	-70	-9,84	8,4
MH63	3,14	158	-73	-10,08	8,1

<b>mintakód</b>	<b>középmélység (m)</b>	<b>EC (<math>\mu\text{S}/\text{cm}</math>)</b>	<b><math>\delta^2\text{H}</math> [‰]</b>	<b><math>\delta^{18}\text{O}</math> [‰]</b>	<b>d-többség [‰]</b>
MH64	3,19	128	-70	-10,01	9,9
MH65	3,24	77,6	-77	-10,81	9,3
MH66	3,29	148	-79	-10,86	8,3
MH67	3,35	213	-74	-10,53	10,2
MH68	3,40	220	-79	-10,68	6,8
MH69	3,46	197	-77	-10,56	7,4
MH70	3,51	170	-73	-10,38	10,5
MH71	3,56	168	-71	-9,93	8,0
MH72	3,61	196	-76	-10,51	8,3
MH73	3,66	182	-82	-11,38	9,0
MH74	3,71	183	-90	-12,30	8,3
MH75	3,76	182	-85	-11,55	7,1
MH76	3,81	158	-81	-11,32	9,5
MH77	3,86	165	-82	-11,25	8,4
MH78	3,91	203	-80	-11,13	8,7
MH79	3,96	220	-83	-11,12	6,4
MH80	4,01	211	-83	-11,30	7,2
MH81	4,06	205	-79	-11,11	10,4
MH82	4,11	205	-76	-10,79	10,5
MH83	4,16	193	-77	-10,46	7,0
MH84	4,21	188	-81	-11,14	8,1
MH85	4,26	191	-87	-11,87	8,3
MH86	4,31	194	-85	-11,65	8,2
MH87	4,36	160	-81	-11,46	10,5
MH88	4,41	168	-74	-10,78	12,4
MH89	4,47	198	-80	-11,15	8,8
MH90	4,52	214	-77	-10,57	7,2
MH91	4,57	217	-78	-10,87	8,6
MH92	4,62	214	-85	-11,41	6,6
MH93	4,67	198	-85	-11,71	8,5
MH94	4,71	205	-85	-11,48	6,9
MH95	4,76	197	-82	-11,45	9,1

<b>mintakód</b>	<b>középmélység (m)</b>	<b>EC (<math>\mu\text{S/cm}</math>)</b>	<b><math>\delta^2\text{H}</math> [‰]</b>	<b><math>\delta^{18}\text{O}</math> [‰]</b>	<b>d-többség [‰]</b>
MH96	4,81	213	-77	-10,70	8,9
MH97	4,85	199	-75	-10,74	11,1
MH98	4,90	185	-81	-11,36	9,7
MH99	4,95	183	-79	-11,00	8,5
MH100	5,00	185	-74	-10,33	8,7
MH101	5,05	185	-74	-10,57	10,4
MH102	5,10	190	-79	-10,80	7,0
MH103	5,15	175		-10,34	
MH104	5,20	105	-75	-10,35	8,1
MH105	5,25	145	-73	-10,26	8,7

F2. ábra: A Vukušić-jégbarlangból 2012-ben (bal) és a Kugina-jégbarlangból 2014-ben (jobb) gyűjtött faminták polírozott keresztmetszeti képe

VUK010



KG3



VUK011



KG4



VUK12

