

A légköri nedvesség forrásrégiójának meghatározása trajektória-elemzéssel valamint csapadékminták hidrogén- és oxigénizotópos vizsgálatával

BOTTYÁN EMESE

Földtudományi Bsc

TUDOMÁNYOS DIÁKKÖRI DOLGOZAT



ELTE – TTK – Meteorológiai Tanszék

Témavezetők:

Dr. Csuppon György: tudományos főmunkatárs, MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézet

Dr. Haszpra László: vezető-főtanácsos. Országos Meteorológiai Szolgálat

Dr. Weidinger Tamás: egyetemi docens, ELTE-TTK Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2013. január 9.

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés.....	3.
2. Hidrogén- és oxigénizotópok a globális vízkörforgásban.....	6.
2.1. Izotóp – frakcionációs folyamatok.....	7.
2.2. Hidrogén- és oxigénizotópok frakcionációja a hidrológiai ciklusban.....	9.
2.2.1. Párolgás.....	10.
2.2.2. Kondenzáció és Rayleigh-disztilláció.....	11.
2.3. Csapadékvízben mért izotóparányok kiértékelése.....	12.
3. Vizsgálati módszerek.....	15.
3.1. Csapadékgyűjtés.....	15.
3.2. Izotópmérések.....	16.
3.3. Trajektóriák meghatározása.....	17.
3.3.1. A HYSPLIT modell bemutatása.....	167
3.3.2. A HYSPLIT modell alkalmazása trajektóriák számítására.....	18.
3.4. Szektoranalízis.....	19.
4. Eredmények.....	21.
4.1. Szentgotthárd – Farkasfa.....	21.
4.2. K-Pusztta.....	29.
4.3. Nyírjes és Siófok.....	35.
5. Értelmezés.....	39.
5.1. A forrásrégiók.....	39.
5.2. A vizsgált időszak éghajlati érdekességei.....	42.
6. Összefoglalás.....	44.
Köszönetnyilvánítás.....	46.
Irodalomjegyzék.....	47.

1. Bevezetés

Napjaink kiemelt kutatási területei közé tartozik a jelenkori és a múltbeli klímaváltozás tanulmányozása. Ezzel összefüggésben nagy szerepet kap azoknak a meteorológiai és (geo)kémiai paramétereknek a térbeli és időbeli vizsgálata, amelyekkel jellemezni lehet egy adott terület klímáját és az abban bekövetkezett változásokat. A hőmérsékleten kívül sok más paraméter vizsgálata elengedhetetlen ahhoz, hogy jobban megértsük a meteorológiai és a klimatológiai folyamatokat. Ezek közé tartozik a páratartalom, légnyomás, szélirány, szélerősség, csapadék mennyisége, típusa gyakorisága, eloszlása, eredete, kémiai és izotóp-összetétele.

Jelen dolgozatban nemcsak a rutinszerűen (automatikusan) rögzített meteorológiai adatokat (pl.: hőmérséklet, páratartalom, csapadék mennyiség) dolgoztuk fel öt magyarországi állomás (Farkasfa, Siófok, Kecskemét (K-puszt), Nyírjes (Mátra), Budapest) bevonásával, hanem értelmeztük az egyes csapadékeseményekből származó vízminták stabilizotóp-összetételét és meghatároztuk a csapadék eredetét is trajektória számítás segítségével.

A csapadékvíz hidrogén- és oxigénizotóp összetételének vizsgálatának jelentőségét már az 1950-60-as években felismerték (Rankama, 1954). Ennek első lépését jelentette Friedman (1953) felismerése, amely során rájött arra, hogy a csapadékvízben a H_2^{18}O koncentrációjának változását a ^2HHO változása kíséri. 1961-ben Craig már utalt arra is, hogy a meteorológiai folyamatok során e két elem izotópjainak viselkedése kiszámítható és megjósolható. Ennek hatására a Nemzetközi Atomenergia Ügynökség és a Meteorológiai Világszervezet a '60-as évek elején elkezdte a világ közel 300 pontján csapadékminták stabilizotópos elemzését. Ezt követően főként erre az adatbázisra támaszkodva egyre több tanulmány jelent meg, amelyek nem csupán leírták hidrogén- és oxigénizotóp eloszlását a természetes vizekben, hanem különböző klimatológiai paraméterekkel (felszíni hőmérséklet, csapadék mennyisége, földrajzi elhelyezkedése, stb.) hozták összefüggésbe (Friedman, 1953; Epstein, 1953; Craig, 1961; Dansgaard, 1964). Továbbá, egyre inkább ismertté és megmagyarázhatóvá váltak azok a tényezők, folyamatok, amelyek befolyásolják a hidrogén- és az oxigénizotópok frakcionációját a vízkörforgás egyes szakaszaiban (Dansgaard, 1964; Rozanski et al., 1993; Fricke & O'Neil, 1999; Lachniet et al., 2009; Gat, 2010).

Így mára már részben ismerjük azokat a frakcionációs folyamatokat, amelyek befolyásolják a víz stabilizotóp-összetételét a párolgástól egészen a csapadékhullásig. Ezekre részletesen 2. fejezetben térek ki, a következőkben csak megemlítek néhányat a teljesség igénye nélkül. A lehullott csapadékban mért végső izotóp-összetétel alakulásában alapvető szerepet játszik a vízgőz forrásrégiója, az ott uralkodó hőmérsékleti és nedvességi viszonyokon keresztül, a felhőalap magassága (t.i. a kondenzáció hőmérséklete), a felhőn belül lezajló folyamatok, a nedvesség által befutott trajektória és a trajektória során kihullott csapadék mennyisége, az állomás tengerszint feletti magassága, az esőcseppek hullása során zajló másodlagos párolgás.

Számos tanulmányban alkalmazták ezeket az összefüggéseket annak érdekében, hogy lokális illetve regionális meteorológiai folyamatok határozzanak meg és kövessenek nyomon. Breitenbach és társai (2010) indiai mérések alapján kimutatták, hogy a csapadékminták stabilizotóp-összetételében bekövetkezett változások a monszun-cirkuláció szélirányának és ezzel összefüggésben a csapadékot szállító légtömegek útvonalának változásával együtt jelentkezett. Hasonló eredményekről számoltak be Taiwanról (Peng et al., 2010). Sikerrel alkalmazták a Trópusi Konvergencia Zóna (ITCZ) időszakos eltolódásának nyomon követésére, (Araguás-Araguás et al., 1998.) vagy hurrikántevékenység azonosítására (Price et al., 2008). Továbbá érdemes hangsúlyozni, hogy már léteznek olyan globális cirkulációs modellek, amelyek a csapadékvíz izotóp-összetételének változását is nyomon tudják követni, pl. az ECHAM5-wiso modell (Langenbroek et al., 2011).

A csapadékminták stabilizotóp-elemzése valamint a csapadék forrásrégiójának és a nedves légtömeg által befutott útvonal meghatározása a megfigyelt fizikai paraméterekkel együtt (hőmérséklet, stb.) segíthet abban, hogy megfigyelhessük a globális cirkulációban esetlegesen bekövetkező változások lokális hatásait, például a csapadékeloszlás éven belüli és hosszú távú változását. Ezen kívül segíthet a múltbeli éghajlat és az abban bekövetkezett ingadozások rekonstrukciójában is.

A paleoklimatológiai és paleohidrológiai tanulmányok többsége a csapadékminták izotópos összetételén nyugszik. Az antarktiszi és grönlandi jégfúrások (Grootes & Stuiver, 1997; Johnsen et al., 1997; Petit, 1999), a felszínalatti vizek (pl.: Schlegel et al., 2009) valamint a cseppkőbe zárt fluidum-zárványok (pl.: Griffiths et al., 2010) részben vagy egészen az egykori csapadék izotópos összetételét őrizték meg, így kiváló alapot nyújtanak a múltbeli klíma és annak változásának azonosítására. A többi szárazföldi klímajelző anyag (proxia) közvetett módon utal az egykori csapadék összetételére és ezáltal az akkori klímára. Ezek közül az egyik legfontosabb a barlangi cseppkő (pl.: Spötl & Mangini, 2002; Demény et al., 2012), amelynek képződéséhez szükséges víz nagy része a barlangba beszivárgó csapadékvízből származik, amely izotóp-összetételében szükségszerűen az aktuális klíma lenyomatát hordozza. Emellett fontos megemlíteni további klímproxikát, amelyeknek szerepe múltbeli éghajlat rekonstrukciójában az utóbbi évtizedben nőtt meg: faévgűrűk (pl.: McCarroll & Loader, 2004), tavi üledékek (Wolfe et al., 2002).

Mindazonáltal a rendelkezésre álló csapadék- izotópadatok tér- és időbeli végessége miatt nem mondhatjuk, hogy maradéktalanul ismerjük az éghajlat és a csapadék hidrogén- és oxigénizotóp összetétele közötti összefüggést, különösen lokális és regionális léptékben. Ebből a szempontból Magyarország helyzete nem kedvező összehasonlítva a világ számos más területével, ahol több évtizedes csapadék-stabilizotóp adatsorok hozzáférhetőek (pl.: Ausztria, ahol legalább három állomás rendelkezik 30 évnél hosszabb csapadék stabilizotóp-adatsorral). Magyarországról

egyedül Debrecenből áll rendelkezésre hosszabb publikált mérési adatsor (Vodila et al., 2011). Ez az adatsor azonban sajnos nem alkalmas arra, hogy regionális szinten vizsgáljuk és értelmezzük a hidrológiai, meteorológiai és klimatológiai folyamatokat.

Ezért kezdtük el vizsgálatainkat 2012. áprilisában négy állomás bevonásával, melyek közül három állomáson (K-pusztá, Nyírjes, Farkasfa) napi, egy állomáson (Siófok) pedig havi csapadékminta gyűjtés zajlik. Szeptember óta Budapest-Pestszentlőrincen is napi mintavételezés folyik. Izotóp-méréseinket az MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézetében végeztük. A napi mintagyűjtés lehetővé teszi, hogy a rövidtávú meteorológiai folyamatokat is nyomon követhessük.

Munkánk során egyrészt arra keressük a választ, hogy mennyiben tükrözi a csapadékvíz izotóp-összetétele a nedvesség forrásrégióját, illetve milyen izotóp-effektusok befolyásolták mintáink összetételét légköri útjuk során. Ahhoz, hogy vissza tudjuk követni egy nedves légtömeg sorsát egészen a légkörbe kerüléséig, a NOAA HYSPLIT trajektória-elemző modellt futtattuk csapadékeseményenként 500 m, 1500 m és 3000 m-es magasságra. A modellből lekérhető adatokból számított specifikus nedvesség segítségével próbáltunk becslést adni, hol kerülhetett be a vízgőz a légkörbe, az adott ponton hullott csapadék milyen arányban tartalmaz tengeri/óceáni és szárazföldi eredetű vizet, s ezt a nedvességet milyen magasságban szállították a légtömegek. Feladat ezen kívül a lokális (tehát időjárási frontokhoz nem kapcsolódó) csapadékesemények kiszűrése. A trajektóriák alapján szektorokat határoztunk meg, és vizsgáltuk az egyes szektorokba tartozó útvonalakhoz kapcsolódó izotópos adatok statisztikáit.

Másrészt felállítottuk az egyes állomásokra vonatkozó lokális csapadékvíz-vonalakat ($\delta^{18}\text{O}$ és δD értékek közötti lineáris kapcsolat), amelyek az adott terület klimatikus viszonyairól árulkodnak, és meghatározó alapinformációkat nyújthatnak a paleoklimatológiai, ökológiai, agrártudományi, régészeti vizsgálatokhoz és a felszín alatti vizek kutatásához.

Dolgozatom második fejezetében részletesen kitérek a víz légkörben lezajló frakcionációs folyamataira, és leírom, hogy ezek lenyomata mennyiben olvasható ki az összegyűjtött csapadékmintákból. A harmadik fejezetben bemutatom vizsgálati módszereinket a csapadékminták összegyűjtésétől kezdve, az izotópméréseken át, az adatok kiértékeléséig. A negyedik részben részletezem a kapott eredményeket, majd az ötödik fejezetben tárgyalom a levonható következtetéseket. Végül kitérek a további kutatási lehetőségekre.

2. Hidrogén- és oxigénizotópok a globális vízkörforgásban

A hidrogén és oxigén izotópjait a 20. század eleje óta ismerik. A hidrogén kettő stabilizotóppal rendelkezik (^1H és $\text{D} = ^2\text{H}$), az oxigén hárommal (^{16}O , ^{17}O , ^{18}O). Ezek környezetünkben lévő koncentrációját a 2.1. táblázat mutatja.

Izotóp	Gyakoriság (atom %)
^1H	99,9844
$^2\text{H} = \text{D}$	0,0156
^{16}O	99,762
^{17}O	0,038
^{18}O	0,2

2.1. táblázat: A hidrogén és oxigén stabilizotópjai, gyakoriságuk a természetben.

Meteorológiai, klimatológiai kutatásokban leginkább a víz $\text{D}/^1\text{H}$ és $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ izotóparányát használják, csak manapság, a mérési technika fejlődésével együtt fordult az érdeklődés a vízben mért $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$ izotóparány felé is. Hagyományosan ezeket az izotóparányokat az úgynevezett „Vienna Standard Mean Ocean Water = V – SMOW” nevű sztenderdhez viszonyítva ezrelékben adjuk meg a szokásos delta (δ) jelöléssel:

$$\delta\text{D illetve } \delta^{18}\text{O} = \frac{R_{\text{minta}} - R_{\text{sztemderd}}}{R_{\text{sztemderd}}} * 1000 [\text{‰}]$$

ahol R_{minta} és $R_{\text{sztemderd}}$ a minta és a sztenderd $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ illetve D/H aránya. Ennek a sztenderdizálásnak a fő célja, hogy az adatok globális szinten összehasonlíthatóak legyenek. A következőkben rövid áttekintés adok azokról a frakcionációs folyamatokról, amelyek befolyásolhatják a hidrogén- és oxigén izotópok eloszlását, arányát a vízkörforgás egyes szakaszaiban. Majd bemutatom a vízkörforgás egyes szakaszaira jellemző folyamatokat.

2.1. Izotóp-frakcionációs folyamatok

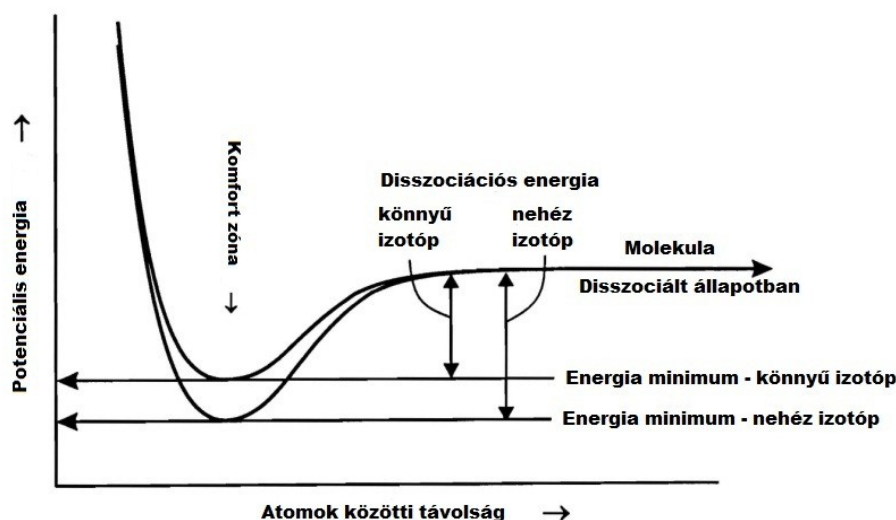
Izotóp-frakcionáció minden termodinamikai folyamatban lejátszódik a különböző molekulák reakciósebessége közötti különbségnek köszönhetően. Ennek az az eredménye, hogy a reakció két oldalán eltérő lesz az izotópok koncentrációinak aránya. Ezt az α frakcionációs faktor segítségével fejezhetjük ki:

$$\alpha = \frac{R_{\text{reagens}}}{R_{\text{termék}}}.$$

Termodinamikai folyamatok során az izotóp frakcionáció három módon játszódhat le (Clark & Fritz, 1997): fizikai-kémiai folyamatok esetén egyensúlyi feltételek között, fizikai-kémiai folyamatok során nemegyensúlyi (kinetikus) feltételek mellett és molekuláris diffúzió útján.

A fizikai-kémiai folyamatok során lejátszódó izotóp frakcionációt felfoghatjuk két, a reakcióban részt vevő különböző molekula vagy fázis közötti izotópcserének. A reakciók lehetnek csak fizikai halmazállapot-változások, vagy tartalmazhatnak közbülső reakciókat is, melyek során végbemegy az izotóp-kicserélődés. A folyamatok lejátszódhatnak mind folyadék, szilárd és gáz halmazállapotban.

A fizikai-kémiai frakcionáció az adott elem nehezebb illetve könnyebb izotópja által alkotott eltérő kötéserősségen alapszik, hiszen az eltérő kötéserősségből kifolyólag az izotópok reakciósebessége is különbözni fog.



2.1. ábra. Potenciális energia az atomok közötti távolság függvényében (Clark & Fritz, 1997).

A 2.1. ábrán látható, hogy egy adott molekulában ugyanolyan atomközi távolság mellett a nehezebb izotóp energiaminimuma kisebb, mint a könnyebb izotópé. Ezért a nehezebb izotóp által létrehozott kötés felbontásához nagyobb energia befektetése szükséges, mint a könnyebb

izotópéhoz. Következésképpen, a könnyebb izotóp gyorsabban elreagál.

Kémiai egyensúly fennállása esetén a kötések folyamatosan felbomlanak és újra kialakulnak. Statisztikusan arra számíthatunk, hogy az erősebb kötések tovább fennmaradnak.

Az izotóp-frakcionációt egyensúlyinak tekintjük, és az α frakcionációs faktor számítható vagy mérhető, ha teljesülnek a következő feltételek:

- Kémiai egyensúly áll fenn, vagyis a reakció mindkét irányban ugyanakkora mértékben megy végbe.
- Elég idő telt el, hogy a reakció során a különböző izotópok a kiindulási anyag és a termék között jól elkeveredjen.
- Mind a kiindulási anyag, mind a termék legyen jól átkeveredve.

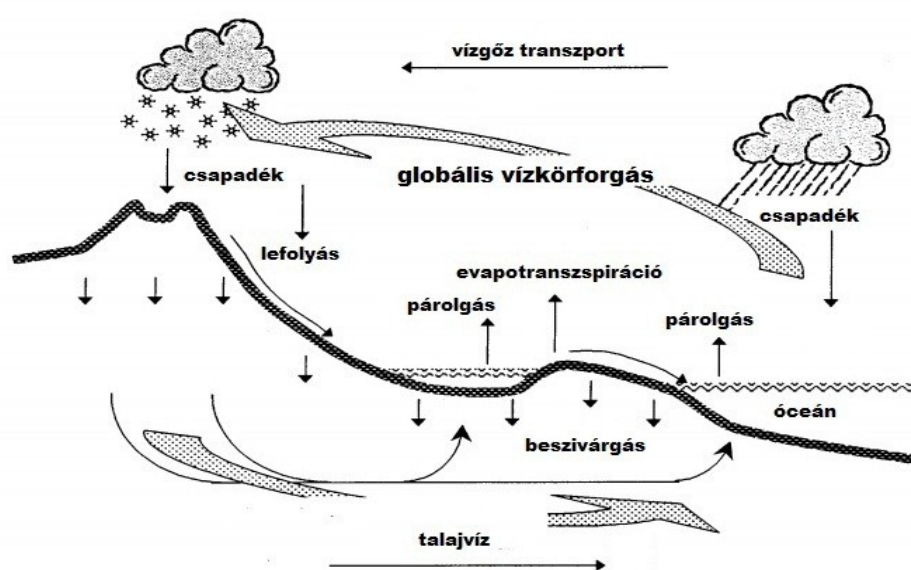
Az izotóp-frakcionáció erősen függ a hőmérséklettől.

Ha egy termodinamikai reakció hőmérsékletét hirtelen megváltoztatjuk, vagy elvonjuk a kiindulási anyagnak vagy éppen a keletkező anyagnak egy részét, a folyamat kibillen az egyensúlyi állapotából és az egyik reakcióág fel fog gyorsulni. Ez a kinetikus reakció feltétele.

A molekuláris diffúzió a harmadik reakció típus, melynél izotóp-frakcionáció zajlik. A diffúzió egy anyagáramlási jelenség, melynek hajtóereje a sűrűségkülönbség (vagy koncentráció különbség). A diffúzió létrejöhet egy közvetítő közegen keresztül, vagy gáz esetében vákuumba történő diffundáláskor. A frakcionáció az izotópok eltérő diffúziós sebességéből adódik.

2.2. Hidrogén- és oxigénizotópok frakcionációja a hidrológiai ciklusban

Egy adott területre hulló csapadék $\delta^{18}\text{O}$ és δD értékeit a hidrológiai ciklus egyes fázisaiban zajló fizikai és ezáltal meteorológiai folyamatok befolyásolják. A hidroszféra rezervoárok rendszereként fogható fel, amelyek között víz, oldott anyagok és energia áramlik, a globális vízkörforgáson keresztül. Nagy skálán tekintve, a cirkulációt a nap sugárzási energiája és potenciális energiák vezérlik, kis skálán viszont kapilláris és ozmotikus erők játszanak szerepet a víz szállításában a talajban és a növényzetben. A hidrológiai ciklus sematikus modelljét a 2.2. ábra mutatja.



2.2. ábra: A globális vízkörforgás. (Mook & de Vries, 2001).

A globális vízkörforgás az óceánokból történő párolgással kezdődik. Az elpárolgó víz egy része rögtön visszakerül az óceánokba, csapadékhullás formájában. Éves skálán azonban marad felesleg, amely a légköri cirkulációval a kontinensek fölé szállítódik. A fő vízgőz-fluxus a meleg óceánok felől a hűvösebb, közepes szélességek felé található. Ez a vízgőzmenyiség ha kondenzálódik, csapadékhullást eredményez a szárazföldeken, majd egy része ismételtén visszapárolog a légkörbe, a maradékot pedig a folyók, a glaciális olvadékvíz vagy a talajvíz visszaszállítják az óceánokba.

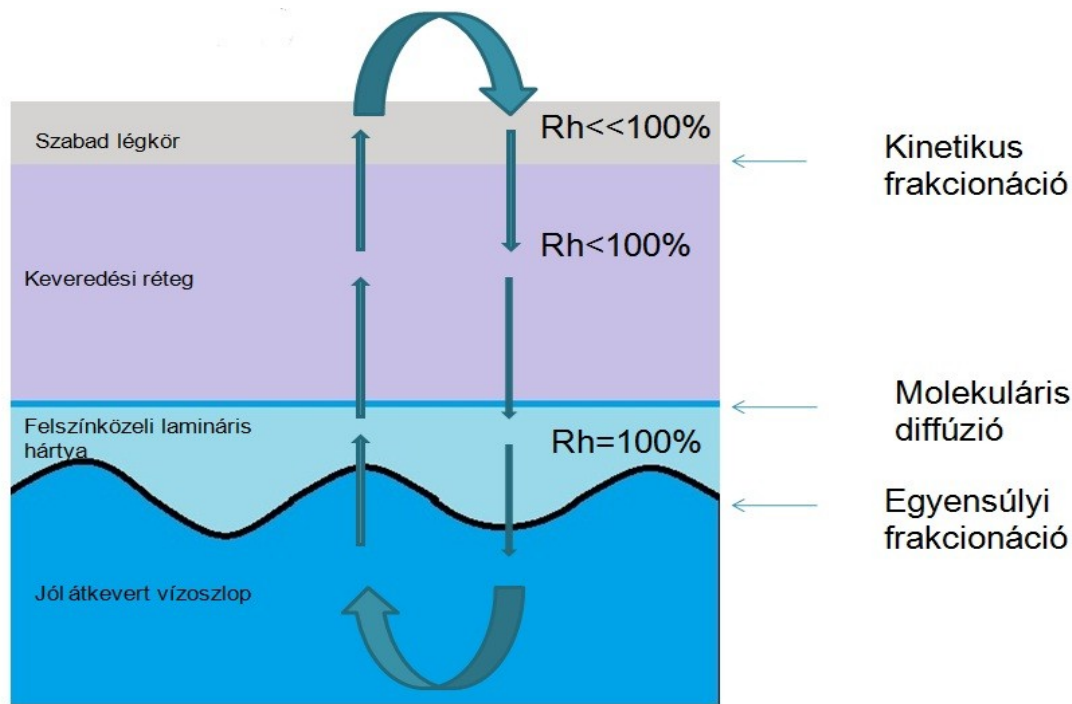
Jelen kutatásunkban a vízciklus három fázisában, az óceánokból történő párolgás során, a nedves légtömegek szállítása során, és az evapotranszspiráció folyamán lezajló fizikai-meteorológiai folyamatokra koncentrálunk, amelyek felelősek a csapadékvízben mérhető stabilizotóp-összetétel kialakításáért. A következőkben röviden áttekintjük ezeket.

2.2.1. Párolgás

Az óceánok izotópos összetétele globális átlagban nézve nagyon közel esik a VSMOW sztenderdhez, bár a világóceán tényleges $\delta^{18}\text{O}$ értékét 0,5‰ VSMOW-re becslik, amely az óceánok δD -ben történő dúsulására is igaz. A megfigyelések azt mutatják, hogy e két érték változékonysága a vizek szalinitásával is korrelál.

Az óceánok vizéből történő párolgást elsősorban az óceánok felszínének és a levegőnek a hőmérséklete befolyásolja. A hőmérséklet emelkedésével a levegő vízgőz befogadó képessége exponenciálisan nő. Az óceánok felszínének éves hőmérsékleti átlaga kb. 0 °C és 30 °C között változik, a sarkoktól az egyenlítőig. A troposzférában található vízgőz kb. 70%-a a meleg szubtrópusi tengerekből való párolgásból származik.

A tengerek és a légkör közötti fluxus több lépésben zajlik. Egy modelljét mutatja a 2.3. ábra. A felszínközeli lamináris hártya a víztükör és a légkör között található, néhány mikron vastag sáv, ahol a relatív nedvesség (Rh) jó közelítéssel 100 %. Ez a réteg az alatta található víztömeggel izotópos egyensúlyban van. A lamináris hártya és a szabad légkör között található a keveredési réteg (átviteli zóna), amelyen keresztül a molekulák diffúzió útján jutnak a légkörbe. A réteg alsó határától kezdve már nem áll fenn kémiai egyensúly. Ha a relatív nedvesség közel 100%, akkor a diffúzió az átviteli zónán keresztül mindkét irányban egyenlő mértékben játszódik le. Ha azonban a relatív nedvesség alacsony, a nettó diffúzió a határrétegből a légkör felé megnő. Ennek köszönhetően a határréteg és a vízfelszín szegényedik a diffúzívabb $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$ -ban, ugyanakkor dúsul a nehezebb izotópokban, $^2\text{H}^1\text{H}^{16}\text{O}$ -ban és $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$ -ban.



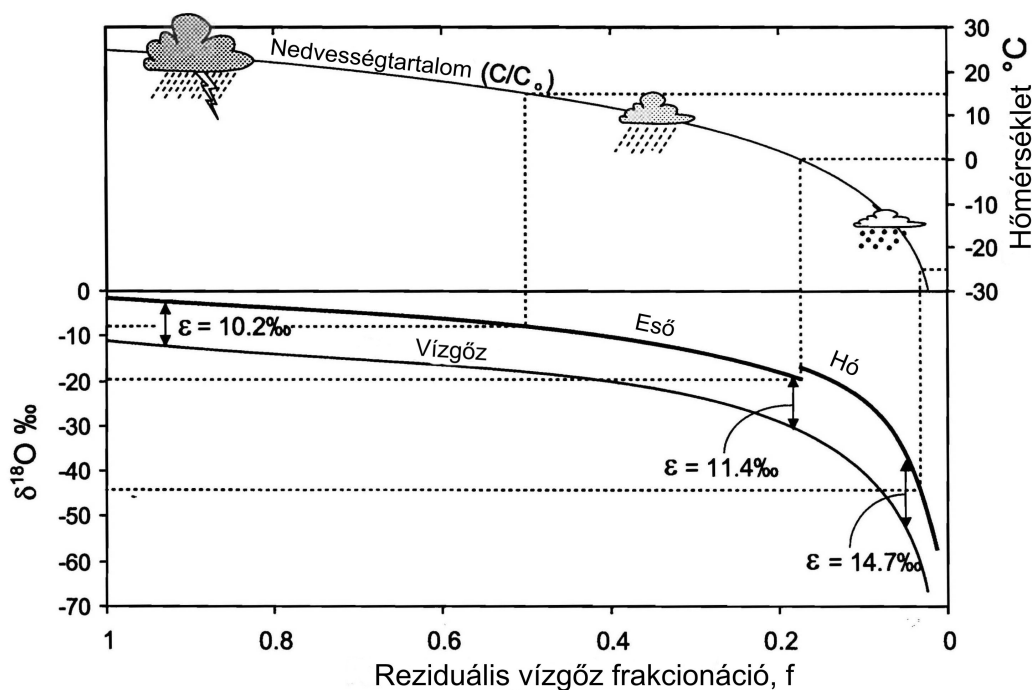
2.3. ábra:

Nagykiterjedésű vízfelületről történő párolgás modellje(módosítva Clark & Fritz (1997) után).

2.2.2. Kondenzáció és Rayleigh-disztilláció

Ahhoz, hogy a vízgőzből felhő képződjön, majd abból csapadék hulljon, a nedves levegőnek le kell hűlnie. A hűlést előidézhetheti adiabatikus emelkedés, légköri konvergencia, előfordul frontok mentén, vagy orografikus akadály hatására. Ha a levegő elérte harmatpontját (pontosabban néhány százalékkal túltelítetté válik), megindul a kondenzáció. A kondenzáció egyensúlyi frakcionációs folyamat.

A nedves légtömegek útjuk során történő izotóp-frakcionációs folyamatok sematikus modellje a Rayleigh-disztilláció. Mikor a nedves levegő forrásterülete felől a kontinens belseje felé vagy magasabb szélességek felé sodródik, és lehűl, megindulhat benne a kondenzáció, majd a csapadékhullás. A felhőn belül lejátszódó közel egyensúlyi frakcionáció a vízgőz és a folyékony víz között azt eredményezi, hogy a kondenzálódott vízbe nagyobb arányban kerülnek ^2H és ^{18}O atomok. A légtömeg trajektóriája mentén a csapadékhullás „megtisztítja” a visszamaradó vízgőzt a nehezebb izotópoktól. Ezáltal, ha továbbra is teljesül a kondenzáció feltétele, a kondenzálódó majd kihulló víz izotóposan egyre könnyebb lesz. A Rayleigh-disztilláció folyamatát ábrázolja a 2.4. ábra.



2.4. ábra: Rayleigh-disztilláció. ϵ -nal jelöljük a feldúsulási faktort (két fázis közötti izotópos különbség)
(Clark & Fritz, 1997).

2.2.3. Csapadékvízben mért izotóparányok

Miután elkezdtek kiértékelni az első, szervezeten gyűjtött csapadékmintákból származó hidrogén- és oxigénizotópos adatokat, észrevették, hogy a $\delta^{18}\text{O}$ és δD értékek lineárisan összefüggnek, ez alapján definiálták a globális csapadékvíz-vonalat (Global Meteoric Water Line). Eredetileg Dansgaard (1964) állította fel az összefüggést: $\delta\text{D} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 10$, melyet átfogóbb mérési eredmények alapján 1993-ban Rozanski módosított:

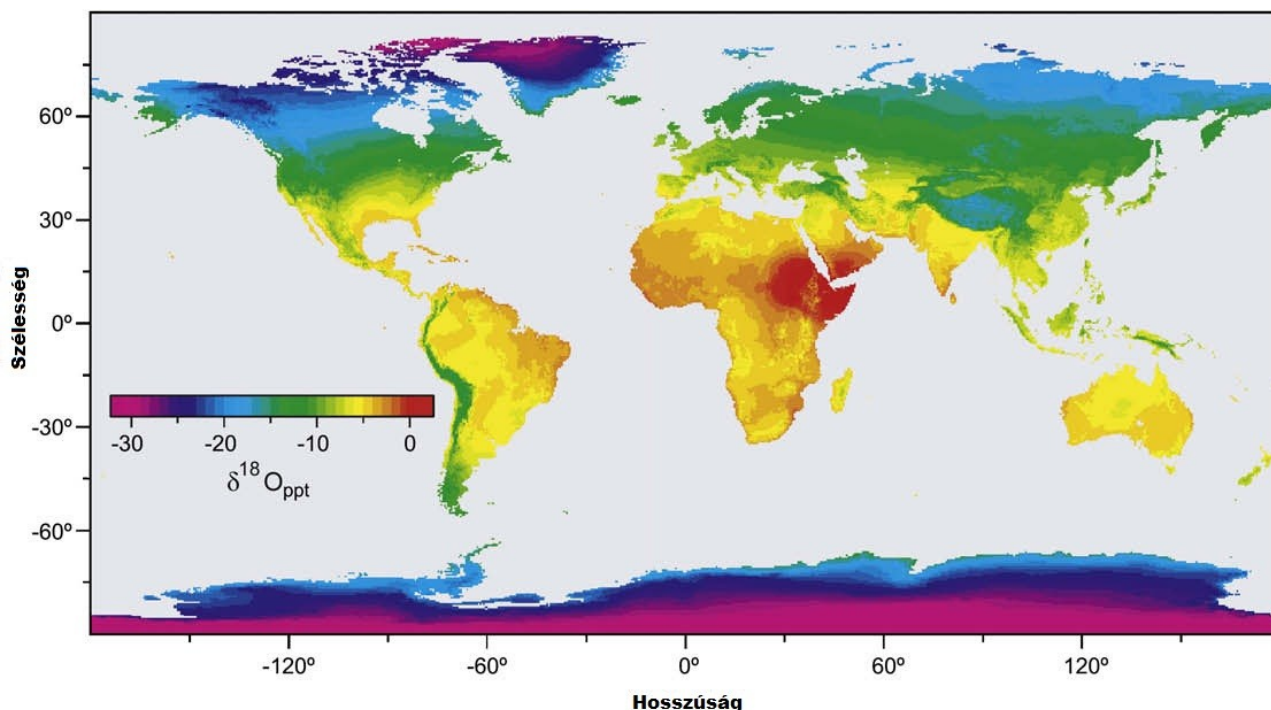
$$\delta\text{D} = (8,20 \pm 0,07) \times \delta^{18}\text{O} + (11,27 \pm 0,65) .$$

A globális csapadékvíz-vonalhoz (GCSVV) hasonlóan, egy adott helyen gyűjtött csapadékmintákban mért $\delta^{18}\text{O}$ és δD értékeket is korreláltathatjuk egymással. Ezen kapcsolatot leíró egyenes egyenlete a lokális csapadékvíz-vonal (LCSVV), amely akár jelentősen is eltérhet a GCSVV-től. A LCSVV egyrészt tükrözheti a csapadékvíz eredetét, másrészt a különböző másodlagos (helyi) hatásokat, amelyek az adott területre lehetnek jellemzők.

Mint már utaltunk rá, a Rayleigh-disztilláció bekövetkeztéhez a légtömegnek folyamatosan hűlnie kell. Ez a hűlés bekövetkezhet konvekció hatására, konvergenciazónában, front mentén történő felsiklás során, hűvösebb területek fölé történő advekcióval, vagy orografikus akadály miatt.

Látható, hogy két, azonos területről származó nedves légtömeg különböző utat jár be a légkörbe, eltérő lesz a csapadékhullás módja és mennyisége, így izotópos összetételük is eltér egymástól.

A különböző izotóp – hatások azonban mégis konzisztens és térben is összefüggő izotóp – eloszlást okoznak a csapadékvízben, amint 2.5. ábra is mutatja.



2.5. ábra: A csapadékvíz $\delta^{18}\text{O}$ [‰, VSMOW] értékének globális eloszlása. Forrás: Bowen és Wilkinson, 2002.

Az említett izotóp-hatások közül a legjelentősebbek a forrásrégió hatása, a nedves légtömeg által befutott trajektória, a hőmérsékleti hatás, a magassági hatás, és a kontinentális hatás, valamint trópusi területeken jelentős még a mennyiségi hatás.

A hőmérsékleti hatást kezdetben a csapadékmintákban megfigyelt $\delta^{18}\text{O}$ átlagos érték és az adott terület évi középhőmérséklete között fennálló pozitív korrelációnak tulajdonították, melyet az alábbi egyenlet fejez ki (Dansgaard, 1964): $\delta^{18}\text{O} = 0,69 \overline{T_{\text{évi}}} - 13,5 \text{ ‰ SMOW}$. Ez általában érvényes a közepes- és magas szélességekre. Megfigyelések és modellezések során azonban észrevették, hogy a $d\delta^{18}\text{O}/dT$ térben és időben meglehetősen változékony is lehet (Dansgaard, 1964, Rozanski et al., 1993). Az érték időbeli változását okozhatja pl. a csapadék éven belüli eloszlásának megváltozása, és/vagy a nedvesség forrásvidékének változása.

A hőmérsékleti hatás egyik nyilvánvalóbb esete a $\delta^{18}\text{O}$ érték szezonális változása: a $\delta^{18}\text{O}$ értékek télen általában alacsonyabbak, míg nyáron magasabbak. Ez többnyire a hőmérsékletfüggő egyensúlyi frakcionációnak köszönhető. A δD értékek változékonyságára a felsorolt állítások ugyanúgy igazak, mivel egyazon folyamatok hatására frakcionálódnak a hidrogén és oxigén izotópjai.

A magassági hatás a csapadékvízben mért $\delta^{18}\text{O}$ és δD értékek megfigyelhető csökkenése, ahogy egyre magasabbra jutunk a tengerszint felett. Ez összefüggésben áll a magasság növekedésével járó csökkenő évi középhőmérséklettel is (Clark és Fritz, 1997), elsősorban mégis a csökkenő kondenzációs hőmérséklet és a hegy által felemelkedésre kényszerített légtömegben zajló folyamatos Rayleigh-desztilláció okozza. Átlagos mértéke -2 és -3‰ $\delta^{18}\text{O}/\text{km}$ között változik általában (Gonfiantini et al., 2001; Poage & Chamberlain, 2001; Fleitmann et al., 2004; Lachniet & Patterson, 2006). A magassági hatásnak köszönhetően a természetes oxigént tartalmazó ásványok akár paleo-magasság meghatározására is alkalmasak lehetnek (Rowley et al., 2001; Blisniuk & Stern, 2005). Az orografikus lecsapódás következtében a hegységek lee-oldalán megfigyelhető a csapadékvíz nehéz izotópokban történő kimerülése („isotopic rain shadow”).

Kontinentális hatásnak azt a jelenséget nevezzük, mikor az óceántól távolodva, a kihulló csapadék izotóposan egyre könnyebb ((Dansgaard, 1964; Rozanski et al., 1993; Clark and Fritz, 1997), amely azzal magyarázható, hogy a nedves levegő, miközben az óceán felől a kontinensre érkezik, majd azon áthalad, folyamatosan hűl és csapadékot ad. A kontinentális hatás mind a magasabb, mind az alacsonyabb földrajzi szélességeken érvényesül.

Ezt ellensúlyozhatja, ha magas $\delta^{18}\text{O}$ értékű nedvesség visszajut a légkörbe, pl. a talajvíz, tavak vagy folyók párolgásából. A növényi transzspiráció is vizet juttat a levegőbe, ám ez a folyamat nem frakcionál (Gat et al., 1994). Ha a szárazföldről a légkörbe visszapárolgó víz izotóparánya hasonló a lehullott csapadék izotóparányához, akkor csökkenő $\delta^{18}\text{O}/\text{óceántól}$ mért távolság gradienst figyelhetünk meg, pl. az Amazonas-medencében (Salati et al., 1979; Gat and Matsui, 1991).

Forrásrégió-hatás elsősorban annak köszönhető, hogy az óceánok vizének $\delta^{18}\text{O}$ értéke is területenként változik, de szerepet játszik az a tény is, hogy az egyes nedves légtömegek, melyek más-más vidékekről származnak, más-más „utat” járnak be, más arányban érik őket a fent említett egyéb hatások (LeGrande & Schmidt, 2006).

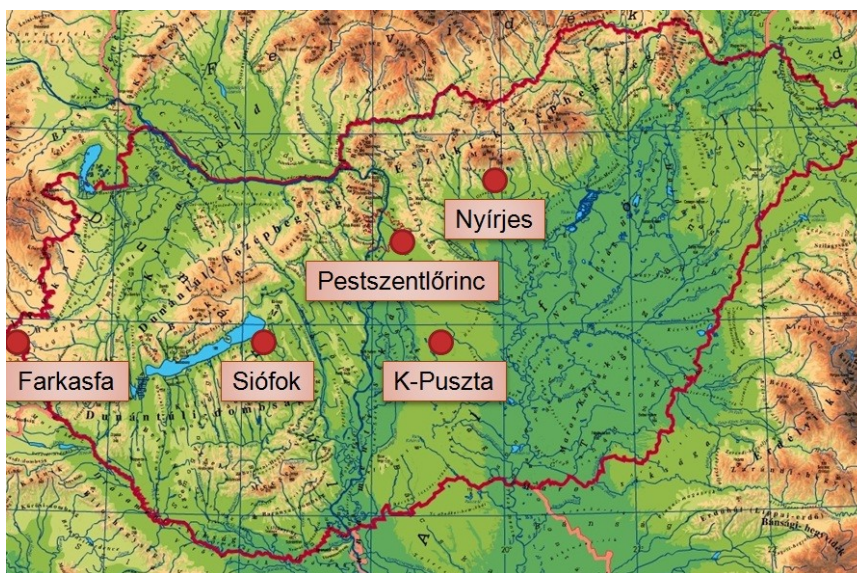
Valójában a felsorolt izotóp-hatások különböző arányú kombinációja az, amely jellemző lehet egy adott régióra.

3. Vizsgálati módszerek

3.1 Csapadékgyűjtés

Csapadékmintáinkat jelenleg öt állomáson gyűjtjük, Szentgotthárd-Farkasfán, K-Pusztán (Országos Meteorológiai Szolgálat háttér-levegőszennyezettség-mérő állomásai), Siófokon és Budapest-Pestszentlőrincen (Országos Meteorológiai Szolgálat szinoptikus főállomásai), valamint Nyírjesen (Erdészeti Tudományos Intézet állomása). Farkasfán, K-pusztán, Siófokon és Nyírjesen wet-only automata csapadékmérővel, Budapest-Pestszentlőrincen hagyományos Hellmann-típusú csapadékmérővel folyik a mintagyűjtés.

Az adatgyűjtés a vidéki állomásokon 2012. áprilisában kezdődött, míg Budapest-Pestszentlőrincen 2012. szeptemberében. Farkasfán, K-pusztán és Budapesten napi mintagyűjtés folyik, azaz minden reggel közép-európai idő szerint reggel 8 órakor (Universal Time Cordinated, UTC szerint reggel 7 órakor) az észlelő begyűjti az eltelt 24 óra alatt keletkezett csapadékot. A nyírjesi állomáson a mintagyűjtés rendszertelenebb, 2-3-4 naponta gyűjtik össze a hullott csapadékvizet. Siófokon pedig havi mintavételezés zajlik. Az állomások földrajzi elhelyezkedését a 3.1. ábra mutatja.



3.1. ábra. Mintagyűjtő állomások elhelyezkedése.

Az automata csapadékmintavevők valamivel 0°C fölé vannak termosztálva, annak érdekében, hogy a lehullott csapadék megolvadjon, illetve hőmérséklet-csökkenés esetén megakadályozza annak megfagyását. Amennyiben jelentős mennyiségű hó hullik, akkor az egész

csapadékmérőt beviszik az épületbe, és megvárják, amíg szobahőmérsékleten elolvad a benne lévő hó. Ez után mérik meg az olvadékvíz mennyiségét. Annak érdekében, hogy közben is folyamatos legyen a mintavétel, cseregyűjtőt tesznek ki. Ha nagyon intenzív a havazás, esetleg megtelne a tölcser, akkor nem csak 6 óránként, hanem gyakrabban is lecserélik a gyűjtőt. Erős szélben úgynevezett hókeresztet tesznek a gyűjtőbe. Ez három függőleges, egymással 120 fokos szöget bezáró lemez, ami beleillik a gyűjtőedénybe, de fölfelé túl is nyúlik rajta. A hókereszt használata ellenére a mérés erős szélben bizonytalanná válik, mivel a szél által felkavart hóval is gyarapodhat a hőmennyiség a gyűjtőben, illetve ki is fújhatja az ott felgyülemlett hó egy részét.

Az így összegyűjtött csapadékot havonta egy alkalommal az OMSZ munkatársai szállítják föl Budapestre, majd onnan kell elvinnünk a szükséges mennyiséget az MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézetbe, hogy elvégezhessük az izotópméréseket. Egészen a begyűjtéstől az izotópmérésig, a mintákat hűtőszekrényben tároljuk, a párolgás kiküszöbölése végett.

3.2. Izotópmérések

A csapadékvizek hidrogén- és oxigénizotóp összetételének elemzését LGR LWIA-24d lézer analízátorral végezzük az MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézetében. A műszer képe a 3.2. ábrán látható.



3.2. ábra. LGR LWIA-24d lézer analízátor.

A mérés folyamata a következő: 1 ml vizet pipetázunk 2ml-es menetes nyakú üvegedénybe, majd szeptumos kupakkal lezárjuk. A PAL automata mintaadagoló fecskendő segítségével a 2 ml-es edényből 1 μ l vizet szív ki, majd fecskendez be egy szeptumon keresztül az LGR LWIA-24d lézer

analizátor párologtatójába. A párologtató gyenge vákuumban ($\approx 0,01$ bar) $80\text{ }^{\circ}\text{C}$ -on elpárologtatja a vizet, ahonnan a pára eljut az analizátor mérőüregébe. A mérés lézerfényvel történik és alapja, hogy a $^1\text{H}^1\text{H}^{16}\text{O}$, $^1\text{H}^1\text{H}^{18}\text{O}$ és $^1\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$ izotopológok eltérő frekvenciákon abszorbeálják a fényt.

Minden minta esetében 6 befecskendezés történik, ahol a memóriahatás kiküszöbölése érdekében csak az utolsó 4 befecskendezés mérési eredményét használjuk. Az analizátor időbeli érzékenységváltozására korrigálunk. A mérésekhez a BWS1, BWS2 és BWS3 laborszenderdeket használjuk, amelyeket korábban nemzetközi sztenderdekhez (VSMOW= Vienna Standard Mean Ocean Water, SLAP= Standard Light Antarctic Precipitation) kalibráltak. Az eredményeket a nemzetközi VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) etalonhoz viszonyítva ezrelékben adjuk meg a szokásos delta (δ) jelöléssel:

$$\delta\text{D} / \delta^{18}\text{O} = \frac{R_{\text{minta}} - R_{\text{sztenderd}}}{R_{\text{sztenderd}}} * 1000 [\text{‰}]$$

ahol R_{minta} és $R_{\text{sztenderd}}$ a minta és a sztenderd $^2\text{H}/^1\text{H}$ (D/H), illetve $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ aránya. A δD mérések bizonytalansága (minta-előkészítés+mérés) $\pm 0,6$ [‰]_{VSMOW}, a $\delta^{18}\text{O}$ a mérések bizonytalansága (minta-előkészítés+mérés) $\pm 0,2$ [‰]_{VSMOW}. (Kármán et al., 2012)

3.3 Trajektóriák meghatározása

Ahhoz, hogy egy becslést tudjunk adni arra nézve, hogy Magyarország egyes területeire hulló csapadék mely vidékekről származik, a HYSPLIT trajektória-számító modellt futtattuk minden egyes csapadékeseményre.

3.3.1. A HYSPLIT modell bemutatása

A HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) egy olyan komplex modellrendszer, amely a legegyszerűbb trajektóriák számításától kezdve légköri szennyező anyagok terjedésének és ülepedésének szimulálására is alkalmazható. A modell jelenlegi verziója (HYSPLIT 4.) a NOAA ARL (National Oceanic and Atmospheric Administration Air Research Laboratory) és az Atmospheric Australia's Bureau of Meteorology közös munkájának eredménye. A modell és a hozzá tartozó adatbázisok mindenki számára elérhetőek a NOAA ARL honlapjáról: http://www.arl.noaa.gov/HYSPLIT_info.php.

A modell mind archív, mind előrejelzési adatokkal futtatható. Az alapértelmezett adatbázisokon kívül más meteorológiai modellek kimeneti adatai is alkalmazhatóak bizonyos előfeldolgozások elvégzését követően.

Munkánk során a HYSPLIT modellt csupán trajektóriák meghatározására használtuk fel. A program ezen része a számítások elvégzésére a Lagrange-i módszert alkalmazza, vagyis mozgó koordináta-rendszerben írja le a légrész útját. Első lépésben a meteorológiai adatokat (U, V, W) kell interpolálni a modell belső rácsára. A modell a légrészecske vagy puff advekciónak a háromdimenziós sebességvektor átlagából számítja a kezdeti pozícióra (P(t)) és az első becsült helyvektorra (P'(t+Δt)). A sebességvektorokat lineárisan interpolálja térben és időben.

Az első becsült helyvektor alakja:

$$P'(t+\Delta t) = P(t) + V(P, t) \Delta t$$

A végső alak:

$$P(t+\Delta t) = P(t) + 0,5(V(P, t) + V(P', t+\Delta t)) \Delta t$$

A trajektória megszűnik, ha eléri a modellrács tetejét, de ha a talajt súrolja, akkor a felszín mentén folytatódik. Az integrációs időköz (Δt) a szimuláció során változtatható. Figyelembe kell azonban venni, hogy az időlépcső alatt megtett advekciónak a távolság legyen kevesebb, mint a rács távolság. A terjedési sebesség maximumát a megelőző óra légrészecske-transzport sebesség maximumából számítja.

Az integrációs időköz 1 perc és 1 óra között változhat, és az alábbi összefüggésből számolja a program (Draxler Hess, 1997).:

$$U_{max}(\text{rács egység} / \text{perc}) < 0.75(\text{rács egység})$$

3.3.2 A HYSPLIT modell alkalmazása trajektóriák számítására

A HYSPLIT modell többféleképpen futtatható. Egyrészt egy interaktív felületen a NOAA ARL honlapján a READY rendszeren keresztül (a számítások ekkor a NOAA szerverén futnak), de akár saját számítógépünkre is letölthetjük kétféle változatát is. Bár a honlapon elérhető változata a letölthetőkhöz képest limitált alkalmazásokkal érhető el, munkánk során mégis ezt a lehetőséget választottuk, mivel az internetes verzióban is rendelkezésre állnak azok a beállítási lehetőségek, melyeket egyébként is használtunk volna, és így a futtatási idő is lényegesen lecsökkent.

A trajektóriákat Farkasfa és K-pusztai állomásokra csapadékeseményenként, a felszíntől számított 500 m, 1500 m és 3000 m-es magasságban, 96 órára visszamenőleg, 6 órás felbontásban kértük le, 1°-os felbontású GDAS (Global Data Assimilation System) adatokat felhasználva. Az egyes trajektóriák mentén rendelkezésre álló meteorológiai adatok közül a nyomási, hőmérsékleti, csapadékhullási és relatív páratartalom értékeket igényeltük.

A csapadékminták begyűjtésekor a csapadékhullás napját és a lehullott csapadék mennyiségét feljegyzik, arról azonban nincs információnk, hogy az adott napon belül pontosan mikor és mennyi ideig hullott le. Ezért a modellt teszteltük különböző típusú csapadékokra és különböző időpontokra, hogy eldönthessük, melyik beállítás adja vissza legpontosabban a valós helyzetet. Azt találtuk, hogy ha a trajektóriák egy ciklonális rendszerhez kapcsolódnak, akkor túl nagy jelentősége nincs, hogy az adott napon belül néhány órával változtatjuk a kezdési időpontot. A lokális, konvektív zivatarok pedig a meteorológiai adatmező órák felbontásában gyakran nem is jelennek meg. Ezért kezdeti időpontként minden esetben 12:00 UTC-t adtuk meg.

3.4. Szektoranalízis

Az eredményül kapott trajektóriák csoportosítására szektoranalízist végeztünk. Azért esett választásunk erre a módszerre, mert nagyon nehéz pontosan eldönteni, hogy pontosan hol került a vízgőz a levegőbe az adott útvonal mentén. Ezért nem érdemes a trajektóriák egy-egy kitüntetett pontjára (pl. kezdőpont) cluster-analízist végezni, inkább azt vizsgáltuk, hogy maguk az útvonalak milyen sávokban haladnak és ez alapján állítottunk fel osztályokat.

Az adott meteorológiai állomástól, mint középpontból kiindulva 4+1 részre osztottuk fel a síkot. Az állomások 3° sugarú környezetét már nem vettük figyelembe. Ezek a szektorok a következők: (1) Északi-tenger és Balti-tenger vidéke, (2) Kelet-Európa, (3) Mediterrán térség, (4) Atlanti-óceán térsége. Az ötödik csoportot a lokális konvektív csapadékok adják. Mivel a HYSPLIT modell a konvektív csapadékokra kevésbé érzékeny, ezért az OMSZ Napijelentés kiadványa segítségével különítettük el ezt a csoportot.

Az egyes trajektóriák szektorokba történő besorolását PASCAL nyelven írt program segítségével valósítottuk meg. A program azt vizsgálta, hogy az adott trajektóriának van-e az egyes szektorokban pontja, és az eredmény fájlba az került bele, hogy mely szektorokban van pontja.

Ez a program önmagában nem bizonyult elegendőnek a trajektóriák csoportosításához, hiszen egyrészt minden csapadékeseményhez három, különböző magasságban futó trajektória tartozik, melyek sokszor teljesen eltérő pályát futnak be, másrészt az esetek többségében az egyes trajektóriák is kettő vagy több szektort is érintettek útvonaluk során.

Ezért szükségünk volt további támpontokra a szektorokba soroláshoz. Erre a célra egy

további programot írtunk, mely a trajektóriák mentén számolt specifikus nedvesség és csapadékmennyiségek alapján kiszámította mindhárom magassági szintre a légelem teljes útvonala mentén hullott csapadékösszeget, és az utolsó 24 órában hullott csapadékmennyiséget, a kezdeti és végállapot specifikus nedvességét, valamint az útvonal során a teljes specifikus nedvességi növekményt és csökkenést. Ezen kívül megbecsülte, hogy az eredeti nedvesség hány %-a maradt meg a csapadékhullásig, és a csapadékhullás pillanatában jelen lévő vízgőz hányad része került be a légelembe az utolsó 48 illetve 24 órában. Ennek segítségével már szinte az összes csapadékeseményre meg tudtunk adni egy jellemző forrásrégiót.

4. Eredmények

Ebben a fejezetben áttekintést szeretnénk nyújtani a kutatás konkrét eredményeiről. Részletesen csak Farkasfa és K-Pusztai állomásokra végeztük el vizsgálatainkat, hiszen csak erre a két állomásra állnak rendelkezésünkre napi gyűjtésű csapadékminták 2012. áprilisától. Siófok és Nyírjes állomásokra felállítjuk a lokális csapadékvíz-vonalakat, és általánosan jellemezzük a vizsgált időszak időjárását.

4.1. Szentgotthárd - Farkasfa

Szentgotthárd-Farkasfa, az Országos Meteorológiai Szolgálat háttérszennyezettség-mérő állomása Magyarország nyugati határszélén (46° 55' N, 16° 19' E, 312 m) helyezkedik el, a Vasi-hegyhát nyugati tövében. Amint a 4.1. számú táblázatban látható, az 1981-2010 közötti időszakban az éves középhőmérséklet 9,5°C volt, a legmelegebb hónap (július: 19,7°C) és a leghidegebb hónap (január: -1°C) átlagos havi középhőmérséklete közötti különbség 18,7°C. Éves átlagos csapadékösszege erre az időszakra nézve 761,6 mm, a legtöbb csapadék átlagosan június (93,9 mm) és augusztus hónapokban (92,1 mm) hullott, míg az év legszárazabb hónapja január (29,2 mm) volt. Az éves átlagos relatív nedvessége kb. 76%. Évi menete alig figyelhető meg, az átlagosan legnedvesebb (december: 85%) és legszárazabb hónap (március: 69%) átlagos relatív nedvessége között 16% a különbség.

Hónap	Havi átlagos középhőmérséklet (°C)	Havi átlagos csapadékösszeg (mm)	Havi átlagos relatív nedvesség (%)
Január	-1	29,2	82
Február	0,8	34	74
Március	5	44,8	69
Április	9,9	49	67
Május	14,6	75,6	70
Június	17,6	93,9	72
Július	19,7	89,8	71
Augusztus	19,2	92,1	73
Szeptember	14,8	84,2	79
Október	9,8	58,5	83
November	4,2	58,9	84
December	-0,1	51,6	85
Átlag/összeg:	9,5	761,6	76
Április-október átlag/összeg:	15,1	543,1	74

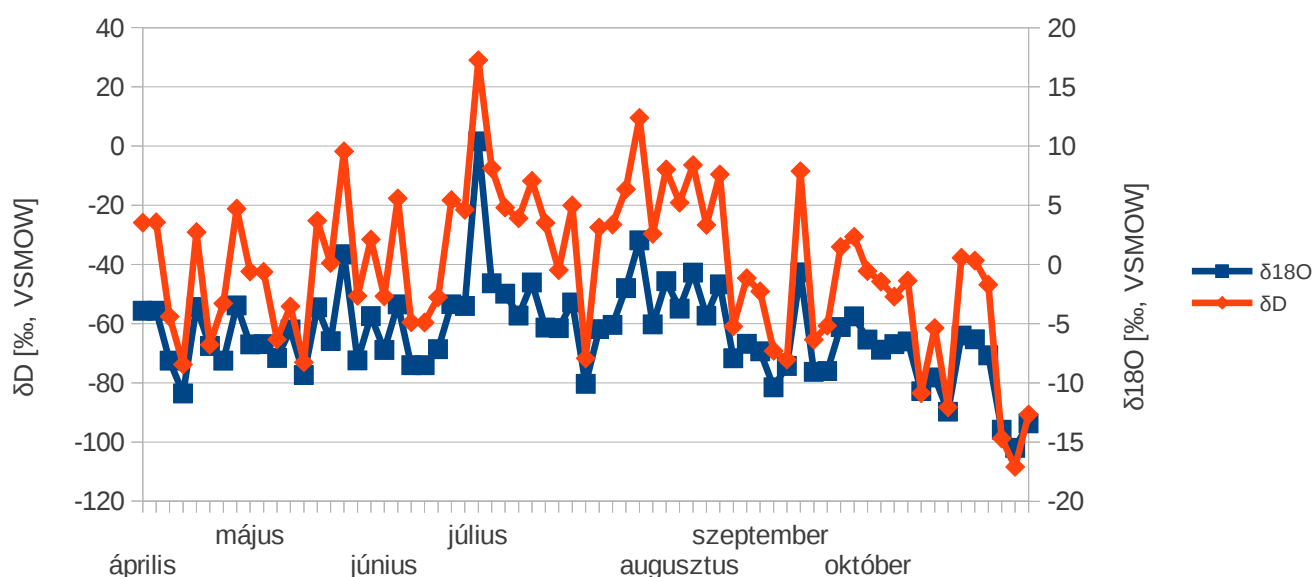
4.1. táblázat: Farkasfa havi átlagos középhőmérséklete, csapadékösszege és relatív nedvessége 1981-2010. között

Csapadékmintáink gyűjtése idején (2012. április 1. - október 31.) a havi középhőmérsékleti, csapadékmennyiségi és relatív nedvességi értékek alakulását a 4.2. sz. táblázat mutatja. Az idei év ezen szakaszában október kivételével minden egyes hónap átlaghőmérséklete magasabb, mint az 1981-2010-es időszak ugyanezen hónapjaié. Különösen a nyári hónapok bizonyultak melegebbnek; a június 2°C-szal, a július 1,2°C-szal, az augusztus 1,7°C-szal. Átlagosan 1°C a különbség. 2012. április 1. és október 31. között 584,4 mm csapadék hullott Farkasfa területére, ez 41,3mm-rel több, mint az ugyanerre az időszakra vonatkozó hosszú távú (1981-2010) átlagos csapadékmennyiség, kb. egy átlagos áprilisi hónap csapadékmennyiségének felel meg. A relatív páratartalomban a két adatsor között nincs szignifikáns eltérés.

Hónap	Havi középhőmérséklet (°C)	Csapadékos napok száma	Csapadékos napok átlagos hőmérséklete (°C)	Csapadék-mennyiség (mm)	Havi átlagos relatív nedvesség (%)	Csapadékos napok átlagos relatív nedvessége (%)
Április	10,5	8	10,1	40,6	72	79
Május	15,2	10	15,5	100,3	67	80
Június	19,6	7	18,2	57,9	58	80
Július	20,9	15	19,5	153,3	66	79
Augusztus	20,9	6	18,7	27,7	67	75
Szeptember	16,1	8	14,3	82,6	77	86
Október	9,4	13	9,3	122	91	92
Átlag/összeg	16,1	67	15,1	584,4	73	82

4.2. táblázat: Farkasfa időjárási adatai 2012. április 1. - október 31. között

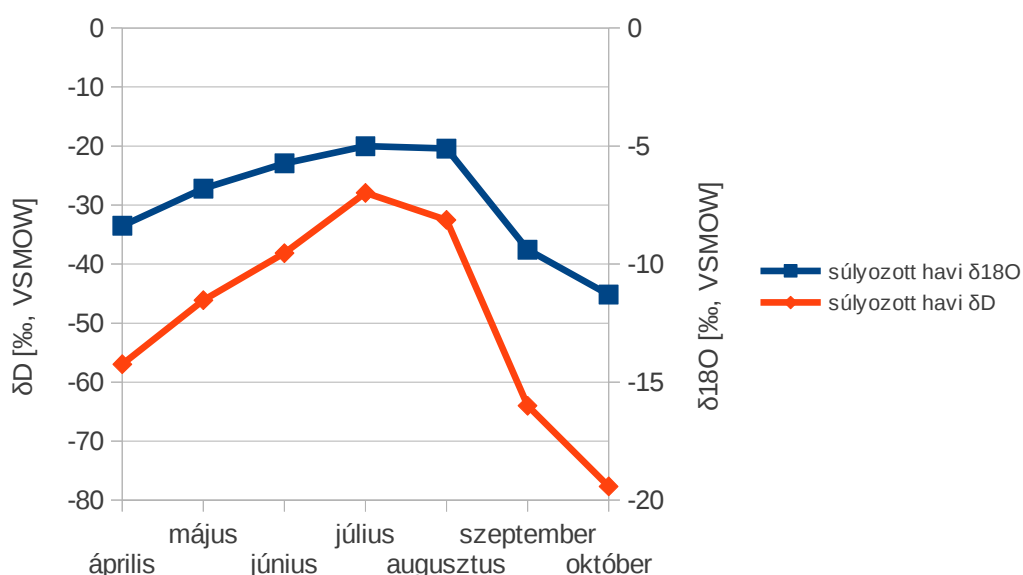
2012. április 1. és október 31. között 67 csapadékos napot regisztráltak. Mindegyik csapadékhullásból kaptunk vízmintát, melyet oxigén- és hidrogén-izotóparány szempontjából analizáltunk. A $\delta^{18}\text{O}$ értékek -15,49‰ és 10,40‰ között változtak, a legmagasabb értéket júliusban, a legalacsonyabbat októberben mértük. A csapadékmennyiséggel súlyozott átlaga a teljes időszakra nézve -7,6‰. A δD értékek minimuma -108,4‰, maximuma 29,0‰, csapadékmennyiséggel súlyozott átlaga -49,8‰.



4.1. ábra: A csapadékesemények izotóp-összetételének változása a vizsgált időszakban.

4.2.

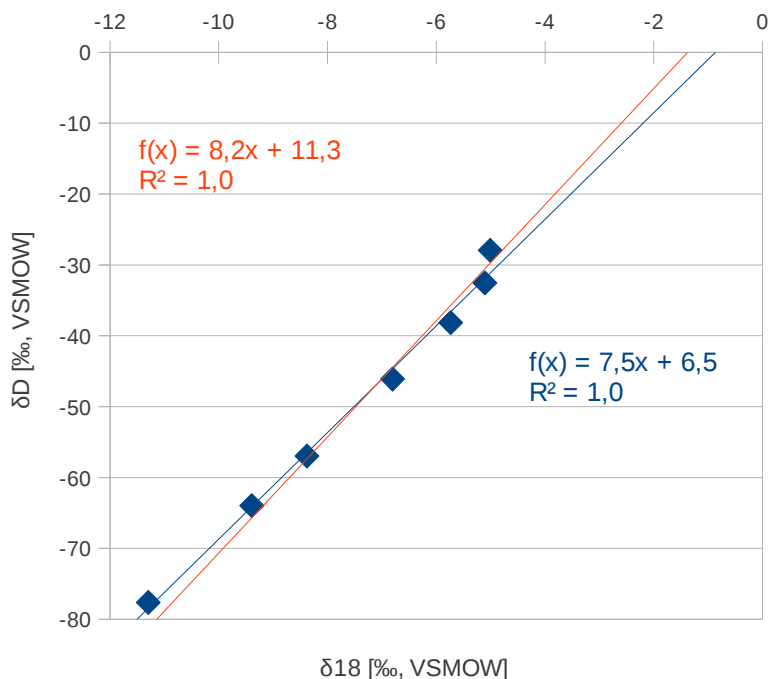
A 4.1. ábra a $\delta^{18}\text{O}$ és δD értékek időbeli változását mutatja. Az ábrán minden csapadékeseményhez tartozó izotóp-adatot feltüntettünk. A két görbe meglehetősen együtt halad, a két adatsor közötti korrelációs együttható 0,96. Ezen az ábrán az izotópok éves (évszakos) menete kevésbé ismerhető fel, mivel sok esetben a csapadék jellegéből (pl. mennyiség) adódó folyamatok erősen eltorzítják az egyes csapadék esemény izotóptértékét. Ezért mennyiséggel súlyozott havi $\delta^{18}\text{O}$ és δD is ábrázoltuk (4.2. ábra), ahol ennek megfelelően jobban látszik az izotópok éves/évszakos menete: a nyári időszakban mindkét érték magasabb, mint a tavaszi vagy őszi hónapokban. Valószínűleg a téli hónapokban mindkét érték még alacsonyabb lesz, ha tekintjük a régióban korábban mért adatokat (Horvátországban, Szlovéniában (Vreca et al., 2006.), Magyarországon Debrecenben (Vodila et al., 2011.)).



4.2. ábra: A csapadék mennyiségével súlyozott δD és $\delta^{18}\text{O}$ -értékek változása a vizsgált időszakban.

Az adott területről származó csapadékminták $\delta^{18}\text{O}$ és δD értékei közötti erős lineáris kapcsolatot a lokális csapadékvíz-vonal (LCSVV) fejezi ki, amely a $\delta^{18}\text{O}$ - δD grafikonon a csapadékmennyiséggel súlyozott havi átlag értékekre illesztett regressziós egyenes. Itt azonban érdemes megjegyezni, hogy nincsen teljes évre vonatkozó oxigén- és hidrogénizotóp összetételre vonatkozó adatsorunk („csak” áprilistól októberig), így a Farkasfa estében felállított lokális csapadékvíz-vonal (4.3. ábra) feltehetően nem pontos egyezik meg a valós LCSVV-lal, de ahhoz

valószínűsíthetően nagyon jól közelít. Mindenesetre fontos a lokális csapadékvíz-vonal ismerete, mivel annak összehasonlítása a globális csapadékvíz vonallal (GCSVV, Craig, 1961; Dansgaard, 1964; Rozanski et al., 1993) hasznos információkat nyújthat a helyi meteorológiai, klimatológiai folyamatokra.

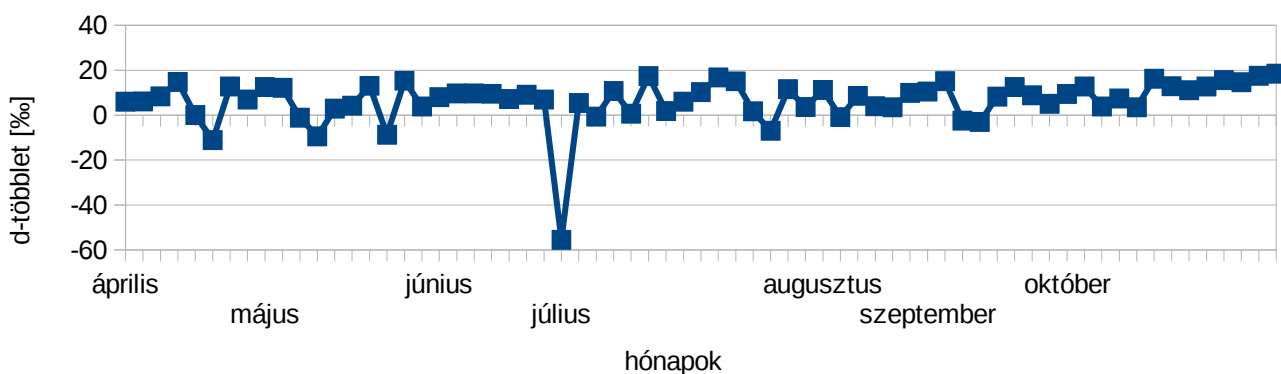


4.3. ábra: A Farkasfára vonatkozó lokális csapadékvízvonal (kék) és a globális csapadékvízvonal (piros).

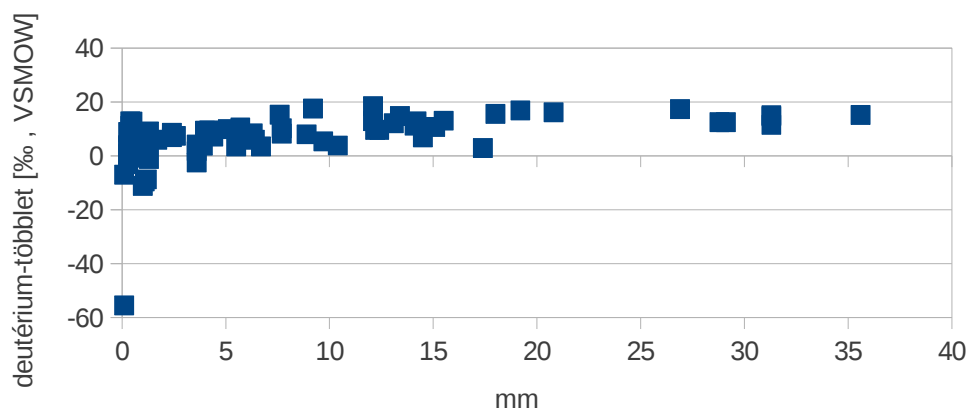
A Farkasfai mérőállomásra vonatkozó lokális csapadékvíz-vonal egyenlete ($\delta D = 7,52 \times \delta^{18}O + 6,5$, $R^2 = 0,99$) mind meredekségében, mind a y tengellyel való metszéspontjában különbözik a globális csapadékvíz-vonaltól, amelyet először Craig (1961) és Dansgaard (1964) határozott meg ($\delta D = 8 \times \delta^{18}O + 10$) a világ különböző pontjain mért csapadék izotóp-összetétele alapján, és amit később nagyobb adatbázis felhasználásával 1993-ban Rozanski és társai pontosítottak ($\delta D = 8,20 \times \delta^{18}O + 11,3$).

A globális csapadékvíz-vonalból (Craig, 1961) Dansgaard vezette le és vezette be a deutérium-többlet fogalmát 1964-ben, mivel fontos információt hordozhat a csapadék forrásrégiójára vonatkozóan. A deutérium-többlet ugyanis jó korrelációt mutat azokkal a fizikai paraméterekkel (nedvesség tartalom, tengervíz- és léghőmérséklet, (Froelich et al., 2002), amelyek a nedvesség forrásrégióját jellemezik. Dansgaard a globális csapadékvíz-vonal (Craig, 1961) alapján a következőképpen határozta meg a deutérium-többletet: $d = \delta D - 8 \times \delta^{18}O$. Miután Rozanski és társai pontosították a GCSVV-t a deutérium-többlet definíciója is módosult, mégpedig a következőre: $d = \delta D - 8,13 \times \delta^{18}O$.

A 4.4. ábra a farkasfai csapadékeseményekhez tartozó d-többlet értékeket mutatja időrendi sorrendben. Ezekben mintáinkban a deutérium-többlet értékek -55,5 ‰ (2012. július 3., 0,1 mm) és 18,41‰ (2012. október 31., 12,1 mm) között alakultak, csapadékmennyiséggel súlyozott átlaguk (2012. április 1. - október 31. közötti időszakban) 11,77‰. Érdekes módon az alacsonyabb deutérium-többlet értékek jellemzően azokon a napokon fordultak elő, amikor kis mennyiségű csapadék hullott (4.5. ábra).

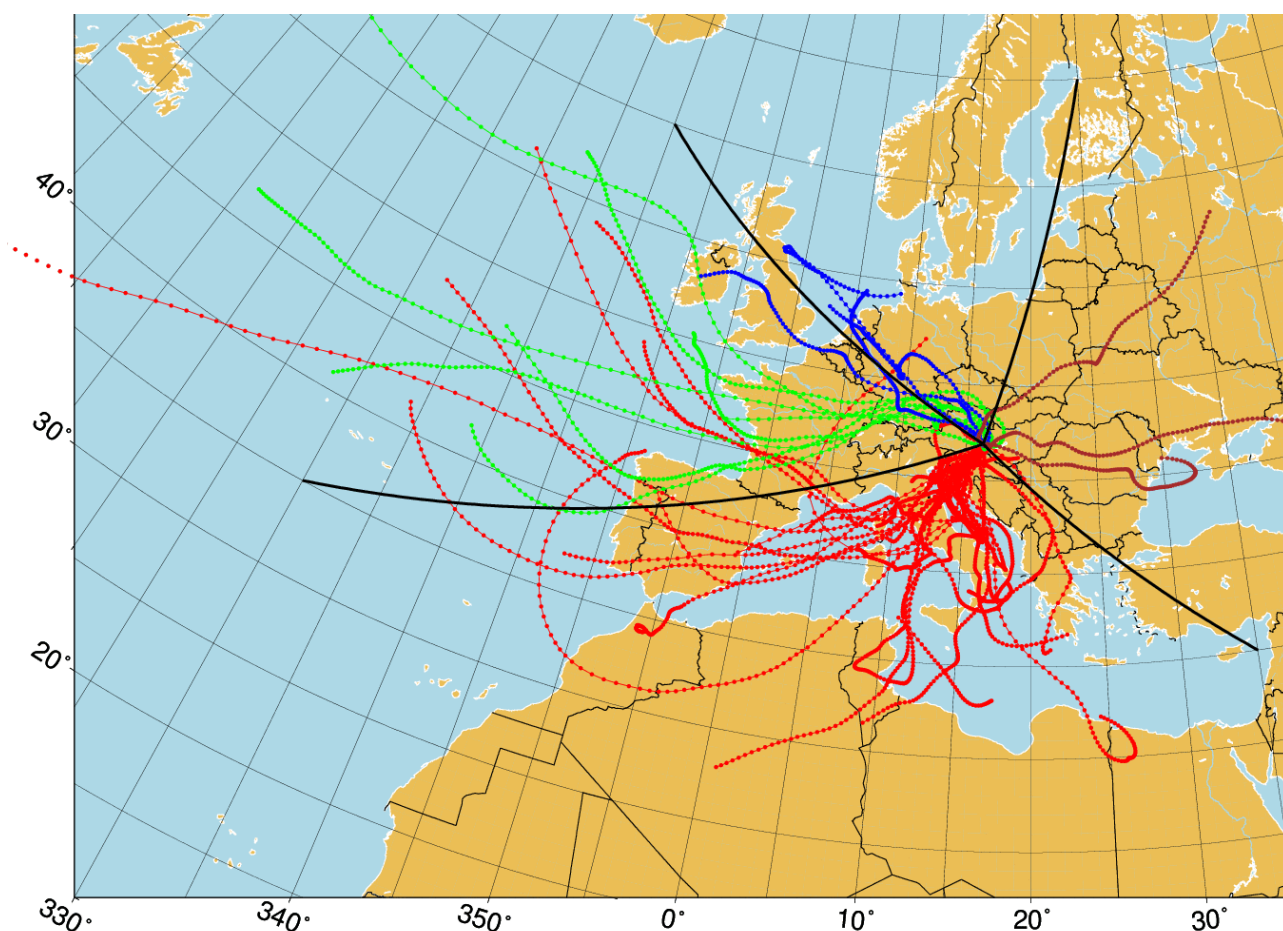


4.4. ábra: A csapadék deutérium-többlet értéke eseményenként.



4.5. ábra: Deutérium-többlet a csapadékmennyiség függvényében

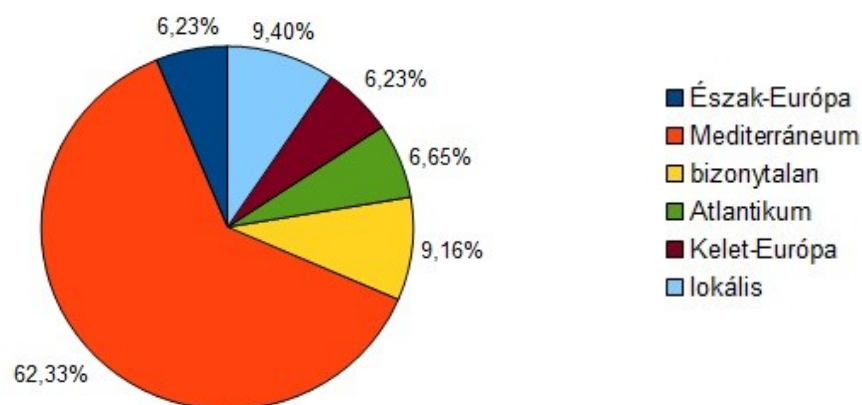
Ahogy a 3. fejezetben már utaltunk rá, izotópméréseink után a csapadékesemények forrásterülete felé irányuló trajektóriákat kértünk le a HYSPLIT modellből, a már korábban részletezett beállításokkal. Majd pedig szektor-analízist hajtottunk végre a trajektóriákon. A 4.6. ábra a trajektóriák szektorok szerinti (Észak-Európa, Kelet-Európa, Atlantikum, Mediterránum) megoszlását mutatja a teljes vizsgált időszakra nézve. A térképen minden csapadékeseményhez azt a trajektóriát rendeltünk (minden esetben hármat állapítottunk meg: 500 m, 1500 m, 3000 m-es magasságokra), amely – számításaink alapján – a nedvesség Farkasfa területe fölé szállítása szempontjából a legrelevánsabb. A lokális (5. szektorba tartozó trajektóriákat) eredetű csapadék eseményeket ez az ábra nem mutatja, mivel a modell ezeket a lokális konvektív csapadékeseményeket tér- és időbeli felbontása miatt nem minden esetben képes visszaadni. Továbbá fontos hangsúlyozni, hogy azokban az esetekben, amikor az egyes trajektóriák több szektoron keresztül haladtak át, a besorolásukat annak megfelelően adtuk meg, hogy honnan származik Farkasfán lehullott csapadékuk túlnyomó része.



4.6. ábra: A farkasfai csapadékeseményekhez tartozó trajektóriák szektorok szerinti eloszlása.

4.7.

Amint a 4.7 ábrán is jól látható, Farkasfa ebben az időszakban csapadékmennyiségének jelentős részét, kb. 60%-t a Mediterrán-térségből kapta. Meglepő eredmény továbbá, hogy az Atlanti-óceán felől érkező légtömegekből származó csapadék mennyisége csekély, mindössze 41,7 mm. Mint már utaltunk rá, a szektoranalízis egyik legösszetettebb és ebből kifolyólag kissé szubjektív lépése volt, hogy a hidegfronthoz kapcsolódó záporokat, zivatarokat elkülönítsük a lokális konvektív csapadékoktól. Valószínűleg ezt feladatot nem is sikerült a rendelkezésre álló eszközökkel maradéktalanul megoldani, mindazonáltal látható, hogy Farkasfa esetében az általunk atlantikuminak és lokálisnak ítélt trajektóriákhoz tartozó csapadékesemények során együttesen lehullott eső még mindig messze elmarad a Földközi-tenger vidékéről érkező csapadék mennyisége mögött.



4.7. ábra: A Farkasfán hullott csapadékmennyiség származás hely szerinti eloszlása %-ban.

4.2. K-Pusztza

K-Pusztza (48° 58' N, 19° 33' E, 126 m), az Országos Meteorológiai Szolgálat háttérlevegőszennyezettség – mérőállomása, Kecskeméttől 15 km-re, a Kiskunságban található. K-Pusztáról sajnos nem állnak rendelkezésre a vizsgálatunkhoz szükséges meteorológiai adatok, így a közeli Kecskemét meteorológiai állomásáról származó idősorokat használtuk fel. A 4.3. táblázatban látható, hogyan alakultak Kecskeméten 1981–2010 között a hőmérséklet, csapadékmennyiség és relatív páratartalom havi átlagos értékei. K-pusztán az utolsó 30 év éves középhőmérsékleti átlaga 9,9 °C, az átlagosan legmelegebb hónap (július, 20,9°C) és leghidegebb hónap (január, –1,5 °C) átlaghőmérséklete közötti különbség 22,4 °C. Éves átlagos csapadékösszege ebben az időszakban 513 mm volt, a legtöbb csapadék június hónapban hullott (66,3 mm), a legszárazabb hónap a március volt (27,1 mm), de a havi átlagos csapadékmennyiség januárban és februárban sem haladta meg a 30 mm-t. Az éves átlagos relatív nedvesség értéke 74%, éven belüli eloszlásában megfigyelhető egy gyenge éves menet. A havi átlagos páratartalom a téli félévben (október - március) magasabb (81% felett), a nyári félévben (április – szeptember) alacsonyabb (67%).

Hónap	Havi átlagos középhőmérséklet (°C)	Havi átlagos csapadékösszeg (mm)	Havi átlagos relatív nedvesség (%)
Január	-1,5	28,5	85
Február	0,2	29,1	80
Március	4,9	27,1	72
Április	10,7	37,1	66
Május	15,8	56,2	66
Június	18,7	66,3	66
Július	20,9	55,4	64
Augusztus	20,3	44,8	67
Szeptember	15,5	46,7	74
Október	10,1	34,3	79
November	4,1	45,6	85
December	-0,5	41,9	87
Átlag/összeg	9,9	513	74,3
Április – október átlag/összeg	16	340,8	68,9

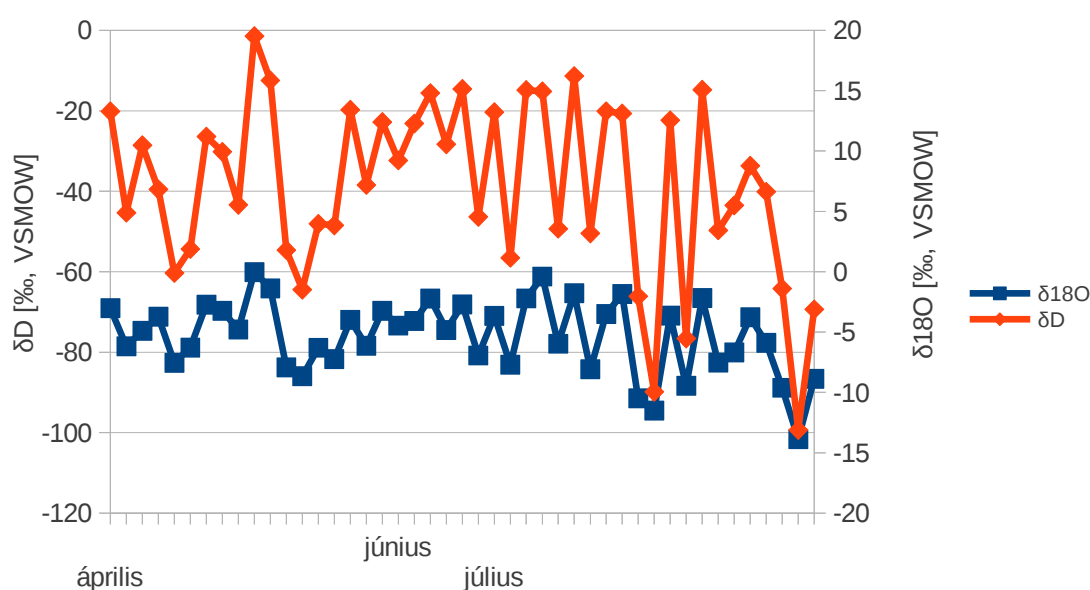
4.3.táblázat K-Pusztá havi átlagos középhőmérséklete, csapadékösszege és relatív nedvessége 1981–2010. között.

Csapadékmintáink gyűjtése idején (2012. április 1. – október 31.) a havi középhőmérsékleti, csapadékmennyiségi és relatív nedvességi értékek alakulását a 4.4. sz. táblázat mutatja. Az idei év ezen szakaszában minden egyes hónap átlaghőmérséklete magasabb, mint az 1981–2010-es időszak ugyanezen hónapjaié. Különösen a nyári hónapok bizonyultak melegebbnek; a június 2,5 °C-szal, a július 2,9 °C-szal, az augusztus 2 °C-szal. Átlagosan 1,8 °C a különbség. 2012. április 1. és október 31. között 244,5 mm csapadék hullott K-Pusztá területére, ez 96,3 mm-rel kevesebb, mint a vizsgált referencia időszakban, ez kb. két hónap csapadékmennyiségének felel meg. A relatív páratartalomban a két adatsor között nincs szignifikáns eltérés.

Hónap	Havi középhőmérséklet (°C)	Csapadékos napok száma (db)	Csapadékos napok átlaghőmérséklete (°C)	Csapadékmennyiség (mm)	Havi átlagos relatív nedvesség (%)	Csapadékos napok átlagos relatív nedvessége (%)
Április	12,1	9	11,8	17,7	63	71
Május	16,5	9	17,3	64,1	67	69
Június	21,2	6	21,4	42,7	69	76
Július	23,8	3	22	11,4	61	71
Augusztus	22,3	2	24	4,1	56	64
Szeptember	17,9	8	17,2	39,6	69	77
Október	10,9	8	11,7	64,9	82	84
Átlag/összeg	17,8	45	17,9	244,5	67	77

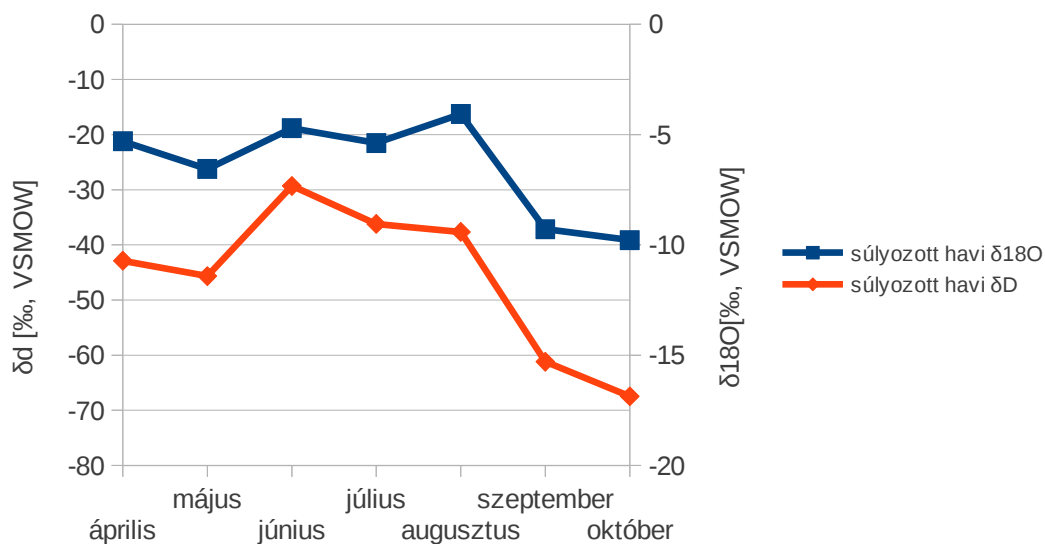
4.4. táblázat: K-Pusztai időjárási adatai 2012. április 1. - október 31. között.

2012. április 1. és október 31. között 45 csapadékos napot regisztráltak. A vízmintákban mért $\delta^{18}\text{O}$ értékek $-13,87\text{‰}$ és $-0,03\text{‰}$ között változtak, a legmagasabb értéket májusban, a legalacsonyabbat októberben mértük. A csapadékmennyiséggel súlyozott átlaga a teljes időszakra nézve $-7,35\text{‰}$. A δD értékek minimuma $-99,4\text{‰}$, maximuma $-1,5\text{‰}$, csapadékmennyiséggel súlyozott átlaga $-50,3\text{‰}$. A 4.8. ábra a $\delta^{18}\text{O}$ és δD értékek időbeli változását mutatja. Az ábrán minden csapadékeseményhez tartozó izotóp-adatot is feltüntettünk. A két görbe közötti korrelációs együttható K -Pusztai esetében csupán 0,57, tehát nem haladnak annyira együtt, mint Farkasfánál láttuk.

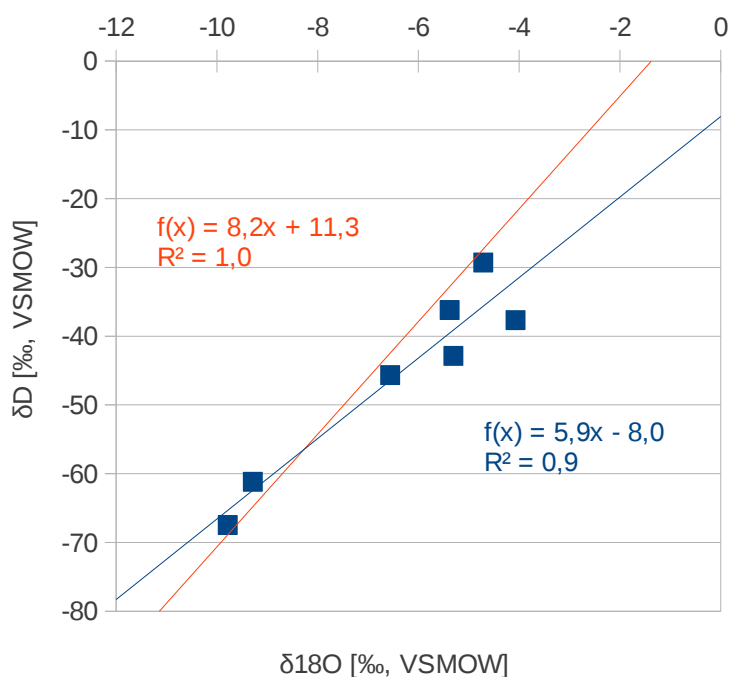


4.8. ábra: A csapadékesemények izotóp-összetételének változása a vizsgált időszakban.

Ezen az ábrán az izotóp értékek éves menete nem ismerhető fel, a már részletezett folyamatok miatt. Ezért a mennyiséggel súlyozott havi átlagokat is ábrázoltuk, ahol ennek megfelelően kivethető az éves menet (4.9. ábra). Láthatjuk, hogy azonban, hogy a nyári időszakban a Farkasfánál tapasztalt görbével ellentétben, egy lokális alacsony értéket találunk.



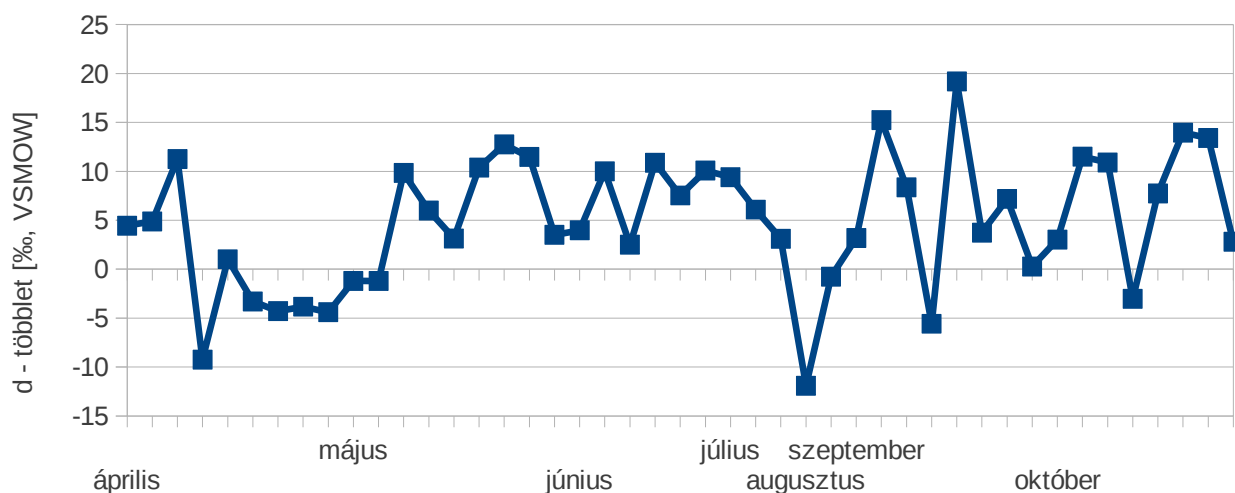
4.9. ábra: A csapadék mennyiségével súlyozott δD és $\delta^{18}\text{O}$ -értékek változása a vizsgált időszakban.



4.10.

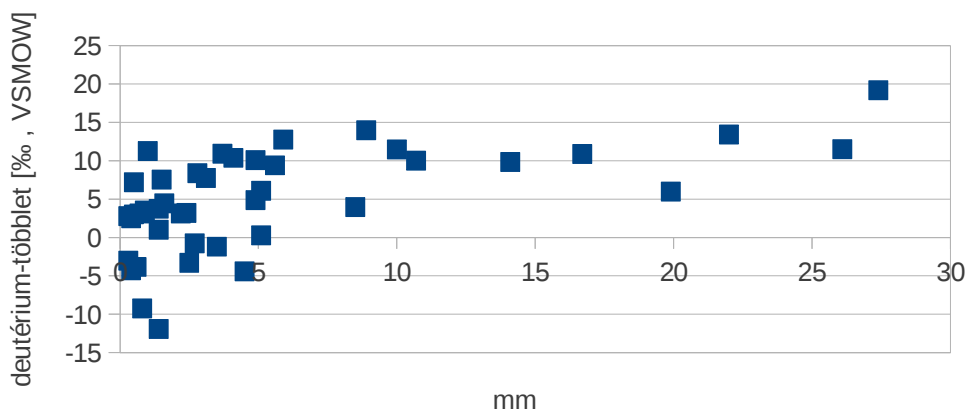
4.10. ábra: K-Pusztára felállított lokális csapadékvíz-vonal.

A K-Pusztára felállított csapadékvízvonal jelentősen eltér a farkasfaitól és a globális csapadékvízvonalától (4.10. ábra). A 4.11. ábra a K-pusztai csapadékeseményekhez tartozó deutérium-többlet értékeket mutatja időrendi sorrendben. Ezekben a mintákban a deutérium-többlet értékek -11,9 ‰ (2012. augusztus 3., 1,4 mm) és 19,18 ‰ (2012. szeptember 29., 27,4 mm) között alakultak, csapadékmennyiséggel súlyozott átlaguk (2012. április 1. - október 31. közötti időszakban) 9,40 ‰.



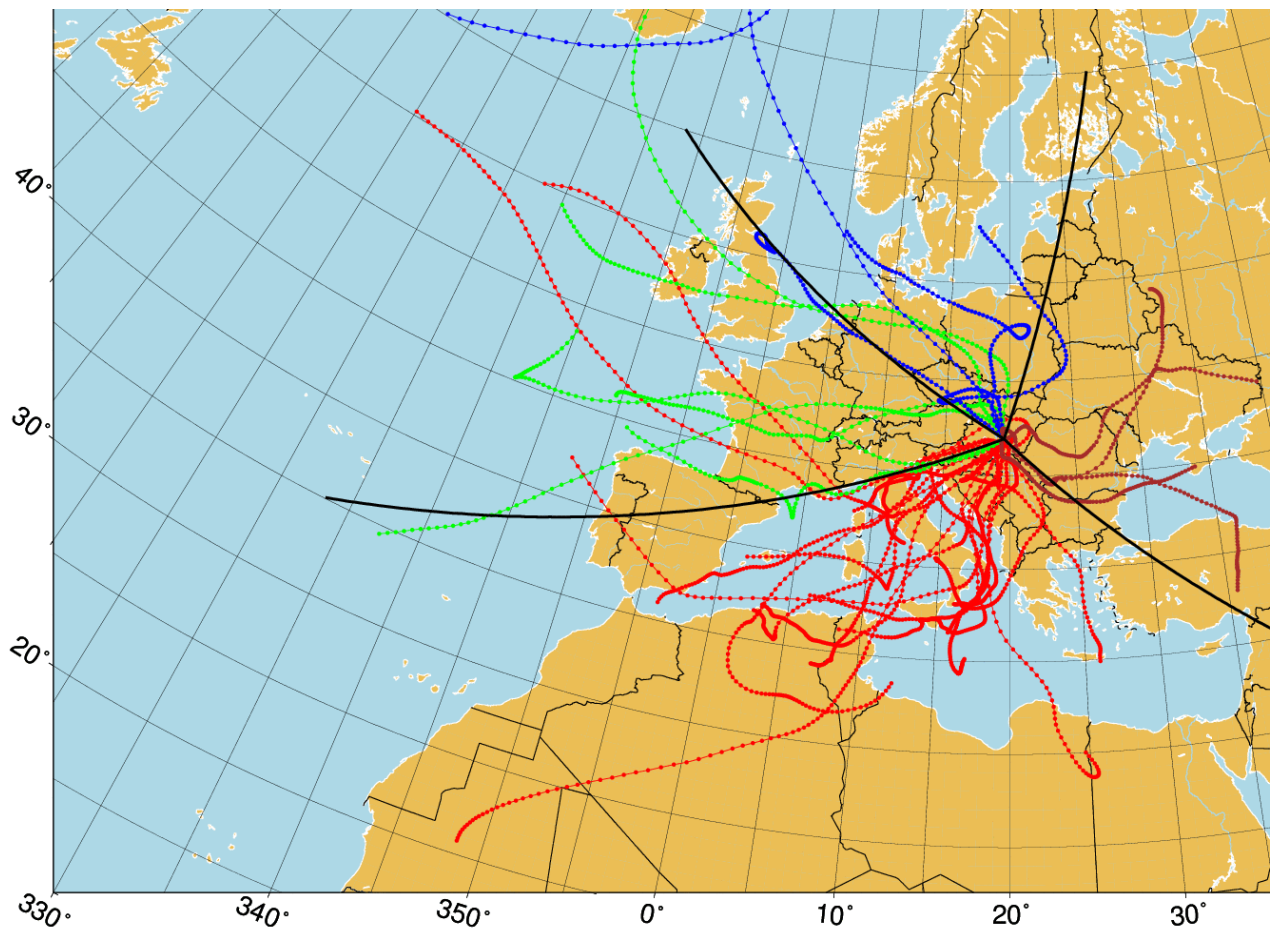
4.11. ábra: A csapadék deutérium-többlet értéke eseményenként.

A 4.12. ábrán a deutérium-többlet értékeket ábrázoltuk a csapadékmennyiség függvényében. Farkafához hasonlóan, azt tapasztaltuk, hogy az alacsonyabb deutérium-többlet értékek kisebb lehullott csapadékmennyiség esetén fordultak elő.

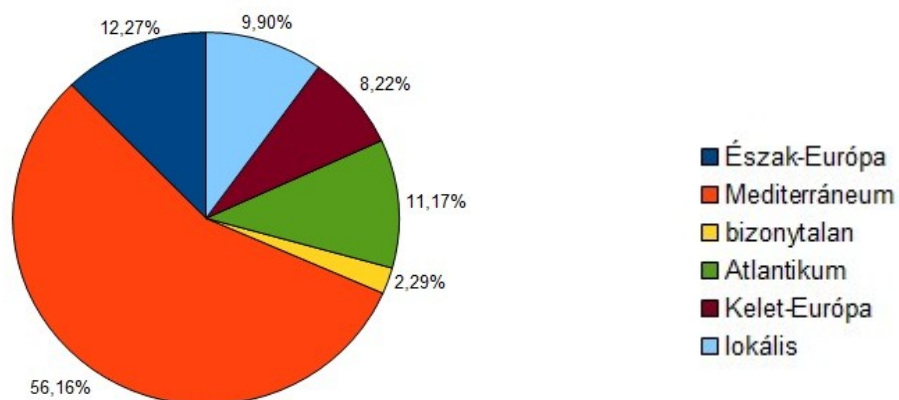


4.12. ábra: Deutérium-többlet a csapadékmennyiség függvényében.

A szektor-analízis eredményeit a 4.13. és 4.14. ábra mutatja. A térképes ábrázolásnál a Farkasfa esetében már ismertetett módon jártunk el.



4.13. ábra: A K-Pusztán hullott csapadékmennyiség származás hely szerinti eloszlása.



4.14. ábra: A K-Pusztán hullott csapadékmennyiség származás hely szerinti eloszlása %-ban.

4.3. Nyírjes és Siófok

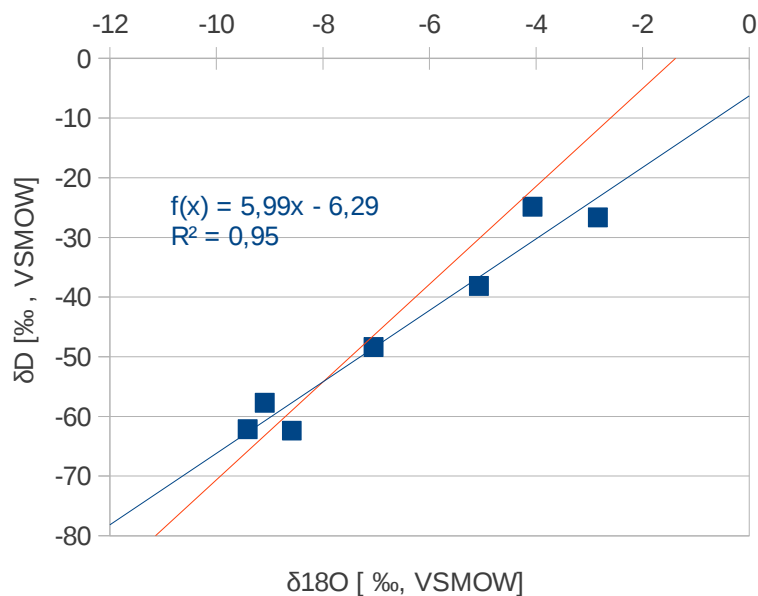
Nyírjes (47° 52' N, 19° 57' E, 702 m) az Erdészeti Tudományos Intézet kutatóállomása, a Mátra hegységben, Mátraháza közelében fekszik. Nyírjesről sajnos nem állnak rendelkezésünkre hosszú távú meteorológiai adatok, csupán a mintagyűjtés időszakában mért értékeket tudtuk feldolgozni.

A meteorológiai adatokat a 4.5. számú táblázat tartalmazza.

Hónap	Havi középhőmérséklet (°C)	Havi átlagos relatív nedvesség (%)	Havi csapadékösszeg (mm)
Április	9,7	73	46
Május	14,9	69	39,8
Június	18,5	95	72,5
Július	20,9	71	101,1
Augusztus	20,9	60	18,1
Szeptember	16,9	69	44,6
Október	9,6	89	87,4
Átlag/összeg:	15,9	75	409,4

4.5. táblázat: Nyírjes időjárási adatai 2012. április 1. - október 31. között.

A Nyírjes állomásra felállított lokális csapadékvíz-vonal a 4.15. ábrán látható. K-Pusztához hasonlóan, mind meredekségben, mind az y tengellyel való metszéspontjában eltér a globális csapadékvíz-vonaltól.



4.15. ábra: Nyirjesre felállított lokális csapadékvíz-vonal.

Siófok (46° 55' N, 18° 2' E, 108 m) az Országos Meteorológiai Szolgálat szinoptikus főállomása, a Balaton déli partján található. A 4.6. táblázatban látható, hogyan alakultak Siófokon 1981-2010 között a hőmérséklet, csapadékmennyiség és relatív páratartalom havi átlagos értékei. Siófokon az utolsó 30 év éves középhőmérsékleti átlaga 11,1 °C, az átlagosan legmelegebb hónap (július, 22,2°C) és leghidegebb hónap (január, -0,3°C) átlaghőmérséklete közötti különbség 22,5 °C. Éves átlagos csapadékösszege ebben az időszakban 557,9 mm volt, a legtöbb csapadék augusztus hónapban hullott (68,8 mm), a legszárazabb hónap a február volt (29,6 mm). Az éves átlagos relatív nedvesség értéke 75 %, éven belüli eloszlásában megfigyelhető egy gyenge éves menet. A havi átlagos páratartalom a téli félévben (október - március) magasabb, a nyári félévben alacsonyabb.

Hónap	Havi átlagos középhőmérséklet (°C)	Havi átlagos csapadékösszeg (mm)	Havi átlagos relatív nedvesség (%)
Január	-0,3	32,2	83
Február	1	29,6	79
Március	5,6	32,6	73
Április	11,5	42,2	68
Május	16,9	58,4	68
Június	20	58,7	68
Július	22,2	47	67
Augusztus	21,6	68,8	69
Szeptember	16,9	51,8	74
Október	11,5	41,4	78
November	5,5	50,1	83
December	1	45,1	85
Átlag/összeg:	11,1	557,9	75
Április – október átlag/összeg:	17,2	368,3	70

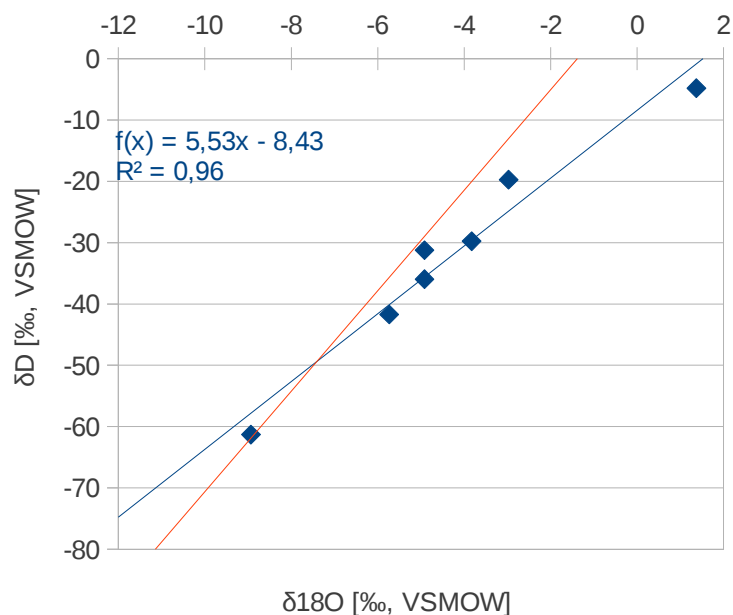
4.6. táblázat: Siófok havi átlagos középhőmérséklete, csapadékösszege és relatív nedvessége 1981-2010. között.

Csapadékmintáink gyűjtése idején (2012- április 1. - október 31.) a havi középhőmérsékleti, csapadékmennyiségi és relatív nedvességi értékek alakulását a 4.7. sz. táblázat mutatja. Az idei év ezen szakaszában minden egyes hónap átlaghőmérséklete magasabb, mint az 1981-2010-es időszak ugyanezen hónapjaié. Szembetűnő, hogy az idei év szeptemberében a havi átlagos középhőmérséklet 3°C-szal több, mint a az 1981-2010 között. Átlagosan 1,4°C a különbség. 2012. április 1. és október 31. között 279,1 mm csapadék hullott Siófok területére, ez 89,2 mm-rel kevesebb, mint a vizsgált referencia időszakban, ez kb. két hónap csapadékmennyiségének felel meg. Az átlagos relatív páratartalom az általunk vizsgált időszakban 5%-kal alacsonyabb, mint a hosszú távú átlagos érték.

Hónap	Havi középhőmérséklet (°C)	Csapadék-mennyiség (mm)	Havi átlagos relatív nedvesség (%)
Április	12,5	22,6	65
Május	17,6	73	65
Június	22,3	26,2	66
Július	24,1	50	62
Augusztus	23,9	3,8	57
Szeptember	18,9	24,9	67
Október	12	78,6	79
Átlag/össze g	18,6	279,1	66

4.7. táblázat: Siófok időjárási adatai 2012. április 1. - október 31. között.

A Siófok állomásra felállított lokális csapadékvíz-vonal a 4.16. ábrán látható. K-Pusztához és Nyírjeshez hasonlóan, mind meredekségben, mind az y tengellyel való metszéspontjában eltér a globális csapadékvíz-vonaltól.



4.16. ábra: A Siófokra felállított lokális csapadékvíz-vonal.

5. Értelmezés

Napjainkban egyre nagyobb figyelmet kap a meteorológiai, klimatológiai folyamatok nyomon követése és azokban bekövetkezett változások észlelése nemcsak helyi (lokális), hanem regionális szinten is. Továbbá érdemes kiemelni, hogy az újabb tanulmányok jelentős része nem csupán a klasszikus meteorológiai paraméterek (hőmérséklet, páratartalom, csapadékmennyiség... stb.) összegzésére és értelmezésére irányul, hanem a csapadékvíz kémiai és izotóp-összetételének, a csapadék eredetének, valamint a ciklonok pályájának meghatározására (Moody et al., 1988; Russel et al., 2004; James et al., 2004; Brimelow & Reuter, 2005; Bartholy et al., 2006; Sjostrom & Welker, 2009). Ez lehetővé teszi, hogy jobban megértsük a hidrológiai ciklus és az általános cirkulációs modell folyamatait, és ezáltal következtetni tudjunk meteorológiai és klimatológiai változásokra lokális és regionális léptékben.

Fentiekkel összhangban jelen dolgozat egyik fő célkitűzése, hogy megállapítsa, Magyarország és ezen belül a két részletesen vizsgált állomás (Farkasfa és K-Pusztá), mely területekről milyen arányban kap csapadékot. A csapadékvíz forrásrégióinak meghatározásához a régióban ritkán alkalmazott módszerrel közelítettünk: egyrészt a lokális eredetű csapadékok szűrése után, minden egyes csapadékeseményhez meghatároztuk a hozzátartozó időben visszafelé irányuló „backward” trajektóriákat, melyeket végül szektorokba soroltunk be; másrészt, megmértük a két állomáson napi rendszerességgel gyűjtött csapadékmintákban a δD és $\delta^{18}O$ értékeket, majd csapadékmintánként származtattuk a deutérium-többlet értékeket, amelyeket lehetséges forrásrégió d-többletéhez hasonlítottunk.

5.1. A forrásrégiók

A csapadék eredetét tekintve öt lehetséges forrásrégiót, szektort határoztunk meg: (1) Északi-tenger és Balti-tenger vidéke, (2) Kelet-Európa, (3) Mediterrán térség, (4) Atlanti-óceán térsége és (5) helyi, lokális. Hasonló felosztást alkalmaztak más jellegű csapadékkémiai vizsgálatoknál is: pl. Franciaországban (Bertrand et al., 2008). Az egyes trajektóriák szektorokba való sorolása (szektoranalízise) eredményeképpen látható (4.9. és 4.13. ábra), hogy mindkét állomás esetén a domináns forrásrégió a Mediterráneum térsége (a csapadékesemények közel 60%-a esik ebbe a szektorba). A másik jelentős terület az Atlanti térség a lokális csapadékot nem számítva. A kelet-európai és az észak-európai szektorba elenyésző számú trajektória tartozik mindkét állomást tekintve, de érdemes megjegyezni, hogy K-Pusztá esetében az Észak- és Kelet-Európából származó csapadékesemények relatív gyakorisága nagyobb, amely valószínűleg Farkasfához viszonyított keleti elhelyezkedésével hozható összefüggésbe.

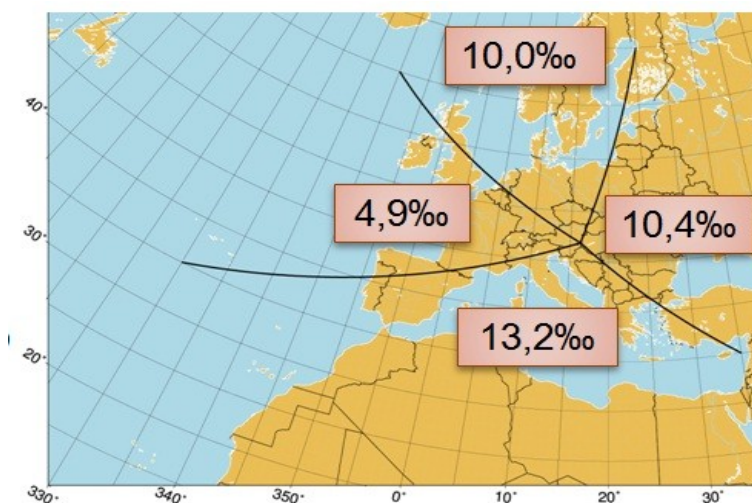
Mivel a deutérium-többlet érték, amelyet a globális csapadékvízvonal egyenletéből (GCSVV) származtatnak ($d - \text{többlet} = \delta D - 8,2 \delta^{18}O$, Dansgaard, 1964; Rozanski et al, 1993), jellemző lehet a csapadékvíz forrásrégiójára, az ott uralkodó hőmérsékleti, nedvességi rezsimnek megfelelően, várakozásaink szerint a különböző szektorokba tartozó csapadékesemények mintáiból származtatott csapadékmennyiséggel súlyozott átlagos deutérium-többlete különbözni fog. A globális csapadékvízvonalra jellemző deutérium-többlet értéke $\sim 10\text{‰}$ (Craig, 1961; Rozanski et al., 1993). Zárt medencéjű, meleg beltengerek esetén, mint pl. a Földközi-tenger, a jellemző deutérium-többlet érték magasabb, akár a 30‰ -et is elérheti.

A szektoranalízis eredményeképpen láthattuk, hogy mindkét állomás esetén a domináns forrásrégió a Mediterráneum térsége. Ezen a területen a jellemző deutérium-többlet érték általában az átlagosnál magasabb, a Földközi-tenger medencéjének közepe táján 15‰ - 28‰ , a még zártabb keleti partok közelében pedig 30‰ feletti értékek is előfordulhatnak (Gat & Carmi, 1970, 1987; Gat & Dansgaard, 1972; Gat et al., 2003.) Így például az Athénban (Görögország) mért csapadékmennyiséggel súlyozott éves deutérium-többletek 9 éves átlaga 15‰ , Antalyában (Törökország) 11 éves átlaga 19‰ (IAEA, 1981.) Horvátországi és szlovéniai csapadékszótóp-adatokból számított deutérium-többlet értékek éves átlagban ennél általában alacsonyabbak (deutérium-többlet= 9‰ - 17‰ (Vreca et al., 2006). Mindazonáltal érdemes megemlíteni, hogy egyes téli hónapokban a deutérium-többlet értéke itt is meghaladta a 30‰ -et (pl.: Dubrovnik, Vreca et al., 2006). Várhatóan tehát a mediterráneumi eredetű, hazánk területén hulló csapadékok deutérium-többlete is 10‰ - 15‰ körül kell, hogy alakuljon, feltételezve, hogy más hatás nem befolyásolja.

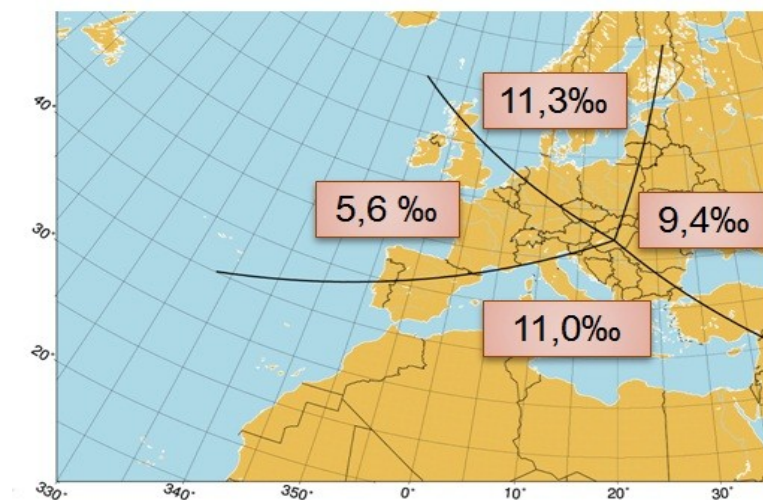
A másik jelentős forrásrégió az Atlanti-óceán térsége, bár az onnan érkező csapadék mennyisége jelentősen kevesebb, mint a Földközi-tenger vidékéről származó. Ennek a térségnek a deutérium-többlete a globális átlagnak megfelelően, vagy kicsit alatta alakul. Valentia (Írország) állomáson 7 éves átlagban a deutérium-többlet értéke 8‰ , míg Spanyolországban gyűjtött csapadékminták közül az atlanti eredetűek 10‰ körüli deutérium-többlet értékkel rendelkeznek (Cruz-San Julian et al., 1992). Tehát az Atlantikumból érkező légtömegek jellemzően 10‰ körüli illetve az alatti deutérium-többlettel jellemezhetők.

A nedvesség forrásrégiójában kialakuló deutérium-többlet értéket azonban a nedves levegőelem légköri útja során számos hatás módosíthatja. A szárazföldről, tavakból, folyókból visszapárolgó nedvesség a deutérium-többlet értékeket jellemzően növelik (Froehlich et al., 2008), míg az esőcseppek esésük során történő párolgás (ún. másodlagos párolgás) csökkenti (Froehlich et al., 2002). A másodlagos párolgás hatása különösen jelentős lehet meleg, száraz időjárási viszonyok mellett kis mennyiségű csapadékok esetében, ahol a deutérium-többlet jellemzően negatív irányba tolódik el.

Ha megvizsgáljuk a szektoranalízis során elkülönített trajektóriákhoz tartozó csapadékmintákban mért izotóparányokból számítható deutérium-többség értékek csapadék mennyiségével súlyozott átlagértékeit, a következőket vonhatjuk le:



5.1. ábra: A deutérium-többség értékek csapadékmennyiséggel súlyozott átlaga az egyes szektorokban Farkasfa esetében.



5.2. ábra: A deutérium-többség értékek csapadékmennyiséggel súlyozott átlaga az egyes szektorokban K-Pusztánál esetében.

- Az észak-európai és kelet-európai szektorból érkező trajektóriák kis száma miatt statisztikailag megalapozott következtetéseket az onnan érkező csapadékvizek stabilizotóp-összetételére nem lehet levonni.
- Az atlantikumi szektorból érkező csapadékeseményekben mérhető deutérium-többség mindkét helyszínen hasonló nagyságrendű, ha a hibahatárt 1‰-nek számítjuk, akkor hibahatáron belül megegyezik, de alacsonyabbak, mint a várt 8-10‰. Ennek oka feltehetően az, hogy – főként hidegfronthoz kapcsolódó csapadékok lévén – a kontinensen való

áthaladás ellenére is csekély volt a visszapárolgás mértéke, viszont a másodlagos párolgás jelentős szerephez juthatott mindkét állomáson, hiszen a vizsgált időszak a nyári félévre esik, amikor a magasabb hőmérséklet és az alacsonyabb relatív páratartalom miatt erősebb a párolgás.

- A Mediterrán szektorból érkező csapadékokban mért deutérium-többség bár jó egyezést ad horvátországi és szlovéniai mérőállomásokon gyűjtött csapadékmintákban mért deutérium-többség éves átlagértékekkel (Vreca et al., 2006), a két állomáson hibahatáron túl különbözik egymástól. Legvalószínűbb oka a K-Pusztára jellemző magasabb átlagos hőmérséklet és alacsonyabb relatív páratartalom, valamint az egy csapadékesemény során hulló csekélyebb mennyiségű csapadék következtében végbemenő másodlagos párolgás. Ezt a feltételezésünket alátámaszthatja a két állomásra felállított lokális csapadékvíz-vonal egymáshoz és a globális csapadékvíz-vonalhoz viszonyított helyzete (4.3. és 4.10. ábra).

Látható, hogy K-Pusztára felállított lokális csapadékvíz-vonal mind meredekségben, mind az y tengellyel való metszéspontjában jelentősebben eltér a globális csapadékvízvonaltól, valamint a Farkasfára felállított vízvonaltól. A GCSVV-nél alacsonyabb meredekség, valamint a negatív y-tengelymetszet többek között másodlagos párolgással magyarázható (Vodila et al., 2011).

5.2. A vizsgált időszak éghajlati érdekességei

A fentiek értelmében a csapadékvíz oxigén- és hidrogénizotóp-összetétele és ezáltal a lokális csapadékvíz-vonal fontos éghajlati információkat hordoz, amelyeket a más meteorológiai paraméterekkel összevetve alkalmasak egy terület sajátosságainak jellemzésére. Bár a két mintagyűjtő állomás közötti távolság légvonalban kevesebb, mint 250 km, láthattuk, hogy éghajlati adottságaik 30 év átlagában különböznek, és a vizsgált időszakban a különbségek a havi átlaghőmérsékletben és a lehullott csapadék mennyiségében jelentősebbek, mint az elmúlt évtizedek átlagát tekintve (4.1-4.4. táblázat). K-pusztán a havi középhőmérsékletek átlagosan is magasabbak, de az idei esztendőben még magasabbak voltak, mint Farkasfán, melyhez viszont minden esetben alacsonyabb átlagos csapadékösszeg társul.

Feltűnő, hogy a két mérőállomáson a vizsgált időszak alatt lehullott csapadék mennyiségének különbsége jelentős, 339,9 mm. Ez az átlagos különbségnek (202,3 mm, több évtizedes adatsorok alapján) a másfélszerese. Ennek a különbségnek az okát feltehetően a nagytérségű folyamatokban kell keresni. Megfigyelhető a Földközi-tenger medencéjében kialakuló ún. mediterrán ciklonok gyakoriságának csökkenése, melynek fő oka a szaharai leszálló légmozgások felhőoszlató hatása, amely az elmúlt két évben meghatározó jelenség volt. (Horváth és

Nagy, 2012.) Elképzelhető, hogy ha ki is alakul egy mediterrán ciklon, csapadéksávja hazánk nyugati területei felett húzódik, és a tiszántúli régiók egyáltalán nem kapnak belőle csapadékot. Másik lehetséges ok, hogy a száraz tél következtében kiszáradó talaj felett az egyébként jelentős mennyiségű csapadékot adó nyár eleji zivatarok is ritkábban alakulnak ki. (Horváth & Nagy, 2012.)

Továbbá figyelemreméltó, hogy a K-Pusztára meghatározott csapadékvízvonal ($\delta D = 5,9 \delta^{18}O - 8$) nem tér el jelentősen a Debrecenre 9-éves adatsor alapján meghatározott csapadékvízvonalától ($\delta D = 6,6 \delta^{18}O - 7,7$; Vodila et al., 2011), amely a 2001–2009 közötti időszakot öleli fel. Mindazonáltal ebben az időszakban is voltak a 2012-höz hasonló meleg, száraz évek (2002, 2003, 2007; (Vodila et al., 2011.)), amelyeknek hatása a csapadékvíz izotóp-összetételére hasonlóak lehettek, mint a vizsgált időszakban.

Összegezve megállapítható, hogy K-Pusztára egyébként is jellemzőbb „kontinentális jelleg” 2012-ben markánsabban jelentkezett, mint Farkasfán, amely nemcsak annak köszönhető, hogy K-Pusztára időjárása szárazabb és melegebb volt, hanem annak is, hogy Farkasfán a több évtizedes átlaghoz képest több csapadék hullott.

K-Pusztához hasonlóan, a többi csapadékmérő állomáson (Siófok, Nyírjes) a sokévi átlagnál lényegesen kevesebb csapadék hullott a vizsgált időszakban, így e területek lokális csapadékvízvonala is kisebb meredekséggel és kisebb y-tengely metszettel jellemezhető mint Farkasfa térsége (4.15. és 4.16. ábrák).

6. Összefoglalás

Tudományos diákköri munkám célja az volt, hogy meghatározzuk az ország területére hulló csapadék forrásrégióit. Ennek érdekében egyrészt 2012. április 1. és október 31. között, az ország két pontján, Szentgotthárd-Farkasfán és K-Pusztán, minden csapadékeseményhez meghatároztunk „backward” trajektóriákat a HYSPLIT modell segítségével. A lokális eredetű csapadékesemények elkülönítését követően, a trajektóriákat négy szektorba (Atlanti, észak-európai, kelet-európai és Mediterrán) soroltuk be, egy PASCAL nyelven írt program segítségével. Másrészt a két állomáson napi rendszerességgel gyűjtött csapadékmintákban található hidrogén- és oxigén stabilizotóparányokat mértük meg, az izotóparányokból kiszámítottuk minden csapadékeseményre a deutérium-többség értéket és mindkét állomásra felállítottuk a lokális csapadékvíz-vonalat. A deutérium-többségben fontos információ rejlik a nedvesség származási régióját illetően, a lokális csapadékvíz-vonalat a globális csapadékvíz vonalhoz hasonlítva, képet kaphatunk a lejátszódott másodlagos izotóp-frakcionációs folyamatokról, és alapot jelent paleoklimatológiai, ökológiai, hidrológiai kutatásokhoz.

Megállapítottuk a forrásrégiók relatív arányát mindkét állomásra; eredményeink azt mutatják, hogy a vizsgált időszakban mindkét állomáson hulló csapadék jelentős része, kb. 60%-a a Földközi-tenger vidékéről ered, a második legtöbb csapadék az Atlanti-óceán felől érkezik. Az egyes szektorokból eredő csapadékeseményekre kiszámolt deutérium-többség értékek csapadékmennyiséggel súlyozott átlaga alátámasztani látszik a szektoranalízis eredményeit, hiszen mindkét állomáson a szektorok közötti deutérium-többség eltérés szisztematikus, és megfelel annak a várakozásnak, hogy a Földközi-tenger vidékéről érkező nedvességben magasabb, az Atlanti-óceán területéről érkező csapadékokban alacsonyabb deutérium-többségre számíthatunk.

A konkrét deutérium-többség értékek azonban mindkét szektor esetében, mindkét állomáson alacsonyabbak a vártaknál. Az Atlanti-szektor esetén a két állomáson az átlagos deutérium-többség hibahatáron belül megegyezik, az alacsonyabb érték oka lehet, hogy a mintagyűjtés a nyári félévben zajlott, így a fokozottabb másodlagos párolgás negatív irányba tolhatta el a korábban kialakult deutérium-többség értéket. A Mediterrán szektor esetén a két állomás között hibahatáron túli eltérést tapasztalunk, a különbség oka feltehetően az, hogy K-Pusztán mediterrán eredetű csapadékhullás napjain az átlagos hőmérséklet ($16,5^{\circ}\text{C}$) jelentősen magasabb, mint a Farkasfán a hasonló napokon mért átlaghőmérséklet ($13,1^{\circ}\text{C}$), így K-Pusztán a másodlagos párolgás jelentősebben módosíthatta a deutérium-többség értéket. Ezen feltevésünket a két állomásra felállított lokális csapadékvíz-vonal is alátámasztani látszik, hiszen K-Pusztán a LCSVV y tengellyel való metszéspontja alacsonyabb, mint Farkasfa esetén, ami ténylegesen az esőcseppek hullása során történő párolgásra utalhat.

Eredményeink biztatóak, további célunk, hogy az analitikai csapadékkémiai adatokat is bevonjuk vizsgálatunkba, hiszen ez is fontos információt adhat a csapadékvíz származási helyére (Bertrand at al. ,2008), továbbá jó lenne, ha egy időjárás előrejelző modell (WRF) eredményeivel is összevethetnénk eredményeinket. Másrészt szeretnénk a mintagyűjtő állomások körét is bővíteni, hiszen eredményeink alapján látható, hogy hazánkban a viszonylag kis távolságok ellenére jelentős időjárási-éghajlati különbségek adódnak az állomások között, melyek a csapadékvíz stabilizotóp-összetételében is megmutatkoznak. Így a regionális folyamatokra valóban több állomás adataira támaszkodva lehet releváns következtetéseket levonni.

Köszönetnyilvánítás

Szeretnék köszönetet mondani mindenkinek, aki valamilyen módon segítséget nyújtott a dolgozat elkészítéséhez. Elsősorban köszönöm Témavezetőimnek türelmüket és segítségüket, hasznos tanácsaikat az egész munka során.

Szeretném megköszönni az Országos Meteorológiai Szolgálatnak és az Erdészeti Tudományos Intézetnek, személy szerint Manninger Miklósnak, hogy rendelkezésünkre bocsátotta a mintagyűjtő állomások hőmérsékleti, relatív nedvességi és csapadék adatsorait. Köszönöm az állomásvezetők és az állomások személyzetének a mintagyűjtésben – és tárolásban nyújtott segítségét.

Köszönöm Czágler Emilnének és Varga Zsoltnak a csapadékmintákat, és az analitikai csapadékkémiai adatokhoz való hozzáférést, Kármán Krisztinának az izotópmérésekben nyújtott segítségét, valamint Breuer Hajnalkának a GMT program használatában való segítségét.

Irodalomjegyzék

- Araguaás-Araguaás, L., Froehlich, K., Rozanski, K., 1998. Stable isotope composition of precipitation over southeast Asia. *Journal of Geophysical Research*. 103 (D22), 28, 721–28,742.
- Bartholy, J., Pongrácz R., Pattyús-Ábrahám, M. 2006. European cyclone track analysis based on ECMWF ERA-40 data sets. *International Journal of Climatology*, 26, 1517–1527.
- Bertrand, G., Celle-Jeanton, H., Laj, P., Rangognio, J., Chazot, G., 2008. Rainfall chemistry: long range transport versus below cloud scavenging. A two-year study at an inland station (Opme, France). *Journal of Atmospheric Chemistry* 60 (3), 253–271.
- Blisniuk, P.M., Stern, L. A., 2005. Stable isotope paleoaltimetry: a critical review. *American Journal of Science* 305, 1033–1074.
- Bowen, G.J., Wilkinson, B., 2002. Spatial distribution of $\delta^{18}\text{O}$ in meteoric precipitation. *Geology* 30, 315–318.
- Breitenbach, S. F. M., Adkins, J. F., Meyer, H., Marwan, N., Kumar, K. K., Haug, G. H., 2010. Strong influence of water vapour source dynamics on stable isotopes in precipitation observed in Southern Meghalaya, NE India. *Earth and Planetary Science Letters* 292, 212–220
- Brimelow J. C.; Reuter. G. W. 2005. Transport of Atmospheric Moisture during Three Extreme Rainfall Events over the Mackenzie River Basin. *Journal of Hydrometeorology* 6. 423–440.
- Clark, I. D. and Fritz, P., 1997. *Environmental Isotopes in Hydrogeology*, Lewis Publishers, New York, 328 pp.
- Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science* 133, 1702–1703.
- Cruz-San, J., Araguas, L., Rozanski, K., Benavente, J., Cardenal, J., Hidalgo, M.C., Garcia-Lopez, S., Martinez-Garrido, J. C., Moral, F., Olias, M., 1992. Sources of precipitation over South Eastern Spain and groundwater recharge – an isotopic study. *Tellus* 44B, 226–236
- Dansgaard, W., 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16 (4), 436–468.
- Demény, A., Czuppon, Gy., Siklósy, Z., Leél-Össy, Sz., Lin, K., Shen, C-C., Gulyás, K. 2012. Mid-Holocene climate conditions and moisture source variations based on stable H, C and O isotope compositions of speleothems in Hungary. *Quaternary International* (In press).
- Draxler, R. R., Hess, G. D., 1998. An Overview of the HYSPLIT_4 Modelling System for Trajectories, Dispersion, and Deposition. *Australian Meteorological Magazine*, 47, 295–308.
- Epstein, S., Mayeda, T., 1953. Variations of ^{18}O content of waters from natural sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 4, 213–224.
- Fleitmann, D., Burns, S. J., Neff, U., Mudelsee, M., Mangini, A., Matter, A., 2004. Palaeoclimatic interpretation of high-resolution oxygen isotope profiles derived from annually laminated

- speleothems from southern Oman. *Quaternary Science Reviews* 23, 935–945.
- Fricke, H. C., O'Neill, J.R., 1999. The correlation between $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of meteoric water and surface temperature: its use in investigating terrestrial climate change over geologic time. *Earth and Planetary Science Letters* 170, 181–196.
- Friedman, 1953. Deuterium content of natural waters and other substances. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 4, (1–2), 83–103.
- Froehlich, K., Gibson, J.J., Aggarwal, P.K., 2002. Deuterium excess in precipitation and its climatological significance. In: *Proceedings of Study of Environmental Change Using Isotope Techniques*, IAEA, Vienna, IAEA-CSP-13/P, 54–66.
- Froehlich, K., Kralik, M., Papesch, W., Rank, D., Scheifinger, H., Stichler, W., 2008. Deuterium excess in precipitation of Alpine regions – moisture recycling. *Isotopes in Environmental and Health Studies* 44, 61–70.
- Gat, J. R., Carmi, I. 1970. Evolution of isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea area. *Journal of Geophysical Research*. 75, 3039–3048.
- Gat, J. R., Carmi, I., 1987. Effect of climate changes on the precipitation patterns and isotopic composition of water in a climate transition zone: Case of the Eastern Mediterranean Sea area. In: *The influence of climate change and climate variability on the hydrologic regime and water resources (Proceedings of Vancouver Symposium)*. IAHS Publ. 168, 513–523.
- Gat, J. R., Dansgaard, 1972. Stable isotope survey of fresh water occurrences in Israel and the Jordan Rift Valley. *Journal of Hydrology* 16, 177–211.
- Gat, J. R., Matsui, E., 1991. Atmospheric water balance in the Amazon basin: an isotopic evapotranspiration model. *Journal of Geophysical Research* 96, 13179–13188.
- Gat, J. R., Klein, B., Kushnir, Y., Roether, W., Wernli, H., Yam, R., Shemesh, A., 2003. Isotope composition of air moisture over the Mediterranean Sea: an index of the air–sea interaction pattern. *Tellus B* 55 (5), 953–965.
- Gat, J. R. 2010. *Isotope Hydrology. A study of the water cycle*. Imperial College Press, London, 189 pp.
- Gat, J. R., Bowser, C. J., Kendall, C., 1994. The contribution of evaporation from the Great Lakes to the continental atmosphere: estimate based on stable isotope data. *Geophysical Research Letters* 21, 557–560.
- Gat, J. R., Klein, B., Kushnir, Y., Roether, W., Wernli, H., Yam, R., Shemesh, A., 2003. Isotope composition of air moisture over the Mediterranean Sea: an index of the air–sea interaction pattern. *Tellus B* 55 (5), 953–965.
- Gonfiantini, R., Roche, M. A., Olivry, J. C., Fontes, J. C., Zuppi, G. M., 2001. The altitude effect on the isotopic composition of tropical rains. *Chemical Geology* 181, 147–167.

- Griffiths, M. L., Drysdale R. N., Vonhof, H. B., Cagan, M. K., Zhao, J., Ayliffe, L. K., Hantoro, W. S., Hellstrom, J. C., Cartwright, I., Frisia, S., Suwargadi, B. W., 2010. Younger Dryas-Holocene temperature and rainfall history of southern Indonesia from $\delta^{18}\text{O}$ in speleothem calcite and fluid inclusions. *Earth Planetary Science Letters* 295, 30–36.
- Grootes, P. M.; Stuiver, M. 1997. Oxygen 18/16 variability in Greenland snow and ice with 10-3- to 10-5-year time resolution. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 102 (C12), 26455–26470.
- Horváth, Á., Nagy, A., 2012. 2011-2012 rendkívüli aszályai. *Meteorológiai háttér. Természet Világa*, 143. évfolyam, 12. szám.
- IAEA, 1981. Statistical Treatment of Environmental Isotope Data in Precipitation. Technical Report Series No. 206, IAEA, Vienna, 255 pp.
- James, P., Stohl, A., Spichtinger, N., Eckhardt, S., Forster, C. 2004. Climatological aspects of the extreme European rainfall of August 2002 and a trajectory method for estimating the associated evaporative source regions. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 4, 733–746.
- Johnsen, S. J., Clausen, H., Dansgaard, W., Gundestrup, N., Hammer, C. U., Andersen, K. K., Hvidberg, C. S., Dahl-Jensen, D., Steffensen, J. P., Shoji, H., Sveinbjörnsdóttir, A. E., White, J., Jouzel, J., Fisher, D. A. 1997. The $\delta^{18}\text{O}$ Record along the Greenland Ice Core Project Deep Ice Core and the Problem of Possible Eemian Climatic Instability. *Journal of Geophysical Research* 102, 26397–26410.
- Kármán, K., Maloszewski, P., Deák, J., Fórizs, I., Szabó, Cs. 2012. Determination of Mean Transit Time in a Riverbank Filtrated System by Oxygen Isotopic Data Using Lumped Parameter Model. *Hydrological Sciences Journal* (under review)
- Lachniet, M. S., Patterson, W. P., 2006. Use of correlation and multiple stepwise regression to evaluate the climatic controls on the stable isotope values of Panamanian surface waters. *Journal of Hydrology* 324, 115–140.
- Lachniet, M. S. 2009. Climatic and environmental controls on speleothem oxygen-isotope values. *Quaternary Science Reviews* 28, 412–432.
- Langebroek, P. M., Werner, M., Lohmann, G., 2011. Climate information imprinted in oxygen-isotopic composition of precipitation in Europe. *Earth and Planetary Science Letters* 311, 144–154.
- LeGrande, A. N., Schmidt, G.A., 2006. Global gridded data set of the oxygen isotopic composition in seawater. *Geophysical Research Letters* 33, L12604.

- McCarroll, D., Loader, N. J. 2004 Stable isotopes in tree rings. *Quaternary Science Reviews* 23, 771–801.
- Moody, J. L., Galloway, J. N. 1988. Quantifying the relationship between atmospheric transport and the chemical composition of precipitation on Bermuda. *Tellus*. (40B), 463–479.
- Mook, W. G., de Vries, J. J., 2001. *Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle: Principles and Application, Volume I: Introduction, Theory, Methods, Review* (Mook, W. G. editor), UNESCO/IAEA, Vienna, Austria and Paris France, 280 pp.
- Peng, T. R., Wang, C. H., Huang, C. C., Fei, L. Y., Chan, C. T. A., Hwong, J. L., 2009. Stable isotopic characteristic of Taiwan's precipitation: A case study of western Pacific monsoon region. *Earth and Planetary Science Letters* 289, 357–366.
- Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov N. I., Barnola, J. M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis M, Delaygue, G., Delmotte M., Kotlyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V. Y., Lorius, C., Pepin, L., Ritz, C., Saltzman, E., Stievenard, M., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399, 429–436.
- Poage, M.A., Chamberlain, C.P., 2001. Empirical relationships between elevation and the stable isotope composition of precipitation and surface waters: considerations for studies of paleoelevation change. *American Journal of Science* 301, 1–15.
- Price, R.M., Swart, P. K., Willoughby, H.E., 2008. Seasonal and spatial variation in the stable isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$ and δD) of precipitation in south Florida. *Journal of Hydrology* 358, 193– 205.
- Rankama, K. 1954. *Isotope Geology*. Pergman Press, Oxford, 490. pp.
- Rowley, D.B., Pierrehumbert, R.T., Currie, B.S., 2001. A new approach to stable isotope-based paleoaltimetry: implications for paleoaltimetry and paleohypsometry of the High Himalaya since the Late Miocene. *Earth and Planetary Science Letters* 188, 253–268.
- Rozanski, K., Araguas-Araguas, L., Gonfiantini, R., 1993. Isotopic patterns in modern global precipitation. *Climate Change in Continental Isotopic Records*, vol. 78. American Geophysical Union, 1–35 pp.
- Russell, A., McGregor, G. L., Marshall, G. J. 2004. An examination of the precipitation delivery mechanisms for Dolleman Island, eastern Antarctic Peninsula. *Tellus*, 56A, 501–513.
- Salati, E., Dall'olio, A., Matsui, E., Gat, J.R., 1979. Recycling of water in the Amazon basin: an isotopic study. *Water Resources Research* 15, 1250–1258.
- Schlegel, M.E., Mayo, A.L., Nelson, S., Tingey, D., Henderson, R., Eggett, D., 2009. Paleoclimate of the Boise area, Idaho from the last glacial maximum to the present based on groundwater δD and $\delta^{18}\text{O}$ compositions. *Quaternary Research* 71, 172–180.

- Sjostrom, D. J., Welker, J.M., 2009. The influence of air mass source on the seasonal isotopic composition of precipitation, eastern USA. *Journal of Geochemical Exploration* 102, 103–112.
- Spötl, C., Mangini, A., 2002. Stalagmite from the Austrian Alps reveals Dansgaard–Oeschger events during isotope stage 3: implications for the absolute chronology of Greenland ice cores. *Earth and Planetary Science Letters* 203, 507–518.
- Vodila, G., Palcsu, L., Futó, I., Szántó, Zs., 2011. A 9-year record of stable isotope ratios of precipitation in Eastern Hungary: Implications on isotope hydrology and regional palaeoclimatology. *Journal of Hydrology* 400, 144–153
- Vreca, P., Krajcar-Bronic , I., Horvatincic , N., Barešic, J., 2006. Isotopic characteristics of precipitation in Slovenia and Croatia: comparison of continental and maritime stations. *Journal of Hydrology* 330, 457–469.
- Wolfe, B.B., Edwards, T.W.D., Elgood, R.J., Beuning, K.R.M., 2001. Carbon and oxygen isotope analysis of lake sediment cellulose: methods and applications. In: Last, W.M., Smol, J.P. (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments: Physical and Geochemical Methods*, vol. 2. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 373–400 pp.