

A csapadék stabilizotóp-összetételt meghatározó folyamatok becslése a WRF modell segítségével

Diplomamunka



Készítette:

Simon Gergő

Meteorológus MSc

Időjárás-előrejelző szakirány

Témavezető:

dr. Breuer Hajnalka

egyetemi adjunktus, ELTE Meteorológiai Tanszék

Konzulens:

dr. Czuppon György

tudományos főmunkatárs, MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézet

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Földrajz- és Földtudományi Intézet
Meteorológiai Tanszék
Budapest, 2017

Tartalomjegyzék:

1.	Bevezetés	- 1 -
2.	Irodalmi áttekintés	- 3 -
3.	Vizsgálati módszerek.....	- 12 -
3.1.	A WRF modell bemutatása.....	- 12 -
3.2.	A WRF szimulációk során felhasznált parametrizációk.....	- 13 -
3.3.	A RIP programcsomag bemutatása.....	- 14 -
3.4.	A kutatás során felhasznált adatok.....	- 15 -
3.5.	WRF modell produktumok	- 17 -
3.6.	A RIP program által előállított trajektóriák	- 18 -
4.	Eredmények.....	- 21 -
4.1.	Trajektóriák csoportosítása	- 21 -
4.2.	A trajektóriák rácsponti analízise.....	- 25 -
4.3.	Modellbeli állapotathározók összehasonlítása az izotóp összetétellel és a deutérium-többlettel.....	- 27 -
4.3.1.	A δD érték és az egyes meteorológiai paraméterek közötti összefüggés.....	- 27 -
4.3.2.	Az $\delta^{18}O$ érték és az egyes meteorológiai paraméterek közötti összefüggés .	- 28 -
4.3.3.	Deutérium-többletre vonatkozó eredmények.....	- 29 -
4.4.	A vizsgált stabilizotópok elhelyezkedése a csapadékvíz-vonalakon.....	- 30 -
4.5.	Szárazföldi és tengeri hozzájárulás a légköri nedvességtartalomban	- 31 -
4.6.	A feltételezett csapadék forrásrégiók és az izotóparányok viszonya.....	- 35 -
5.	Összefoglalás	- 38 -
6.	Kitekintés.....	- 41 -
7.	Köszönetnyilvánítás	- 42 -
8.	Irodalomjegyzék	- 43 -
8.1.	Internetes hivatkozások.....	- 45 -

1. Bevezetés

Napjaink meteorológiai kutatásaiban a numerikus időjárási modelleket nem csak időjárás előrejelzésre, hanem egyre szélesebb körben használják különböző kutatási célokra is. A külön erre a célokra kifejlesztett modelleszaládok bővebb technikai fejlesztést és támogatást élveznek azokkal szemben, melyeket csak operatív célokra használnak. Fontos azonban tisztában lennünk, hogy ismerjük az általunk használt modell fizikai és parametrizációs korlátait. Ennek következményeként kiemelkedően fontos az olyan nehezen prognosztizálható meteorológiai paraméterek vizsgálata is, mint például a légnedvesség.

Diplomamunkám elkészítése során *Bottyán* (2013) munkáját vettem alapul, amely a csapadék minták hidrogén- és oxigénizotóp összetétele, illetve a HYSPLIT (*Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory*) modell által előállított trajektóriák elemzésével határozta meg a légnedvesség forrásrégióit. Ezzel szemben dolgozatomban a WRF (*Weather Research and Forecasting*) modell szimulációk eredményeit használtam fel. Az általam használt modell előnye az volt, hogy jobb térbeli felbontást és többek között részletesebb légnedvességi produktumokat biztosított.

A kutatásom első lépése az volt, hogy a WRF modellel 18 esetre elvégeztem a szimulációkat. Az esetek kiválasztásának fő kritériumai a lehullott csapadék mennyisége és a különböző tematikus időjárási térképek alapján feltételezett csapadék forrásrégiók voltak. Igyekeztem minden évszakhoz megfelelő számú időpontot választani. Ezt követően a WRF modellhez használható RIP (*Read Interpolate Plot*) programcsomag segítségével kiszámoltam, majd ábrázoltam a szóban forgó trajektóriákat hat állomásra (Farkasfa, Pécs, K-puszta, Szeged, Budapest, Kékes), amelyeken stabilizotóp méréseket végeznek Magyarországon. Ezen trajektóriákat 23 vertikális magassági szintről indítottam el, melyeknek útvonalában különbséget tettem a planetáris határrétegben, illetve ezen réteg felett haladók között. A szimulációs eredményeket pedig összehasonlítottam a mért csapadék stabilizotóp-összetételekkel. Munkám során elsősorban a stabilizotóp-összetételt döntően befolyásoló paraméterekre koncentráltam, mint például a hőmérséklet, a lehullott csapadék mennyisége, a keverési arány, a párolgás és a specifikus nedvesség. A különböző számításokat, az eredmények feldolgozását Fortran program segítségével végeztem el.

A diplomamunkám szerkezetileg öt fő részre osztható. Elsőként egy szakirodalmi áttekintést nyújtok a stabilizotópokról és a hozzájuk kapcsolódó kutatási irányzatokról külföldi publikációk ismertetésével. Ezt a vizsgálati módszerek bemutatása követi, melyben

ismertetem a WRF modellt és a futtatások során felhasznált parametrizációkat, illetve a trajektória számításra használt programcsomag legfontosabb jellemzőit. Majd a mérőhálózat elhelyezkedését és a rendelkezésemre bocsájtott adatokat tüntetem fel. A következő fejezetben az eredmények bemutatása és értelmezése következik. Ezt követően összefoglalom a kapott eredményeket. Végül az utolsó szerkezeti egységben egy kitekintéssel zárom a dolgozatot, melyben a számításokban lévő lehetőségeket, a konstruktívnak ítélt meteorológiai paramétereket és a lehetséges további kutatási irányokat mutatom be.

Célkitűzés:

A diplomamunkám fő célja az volt, hogy egyrészt egy bővebb fizikai leírással rendelkező és pontosabb kezdeti feltételekkel indított légköri modellel térképezzük fel a csapadék forrásrégiókat, másrészt, hogy megbecsüljük a szárazföldi hozzájárulás arányát a légnedvesség útvonalát reprezentáló trajektóriák elemzése után. Illetve, hogy a WRF modelltől kinyert standard meteorológiai állapotváltozók viszonyát vizsgáljuk a mérésekből rendelkezésemre álló izotópösszetételekkel. Továbbá meghatározni, hogy az egyes szinoptikus, illetve lokális meteorológiai folyamatok milyen mértékben befolyásolják az előbb említett összetételeket.

2. Irodalmi áttekintés

A nemzetközi szakirodalomban az első igazán jelentős csapadékizotóp összetételt vizsgáló munkák a XX. század közepén jelentek meg (*Friedman, 1953; Rankama, 1954; Craig, 1961*). A kezdeti kutatások alkalmával kimutatták, hogy a $H_2^{18}O$ koncentráció változása erős korrelációban van a 2HHO változásával (*Friedman, 1953*). *Craig* 1961-es tanulmányában rámutatott arra, hogy ezen változások a légkörben zajló folyamatok segítségével magyarázhatók, illetve hatásuk megadható. Ezen felül az ő nevéhez fűződik a globális csapadékvíz-vonal (GCSVV) definíciója, amely gyakorlatilag a ^{18}O és a 2H közötti kapcsolatot írja le a csapadékvizekben globális skálán. A későbbi tanulmányokban már kapcsolatba hozták ezen izotópok változékonyságát a különböző standard meteorológiai változókat is (pl. hőmérséklet, csapadékmennyiség, légnedvesség). A legelterjedtebb körben a paleoklimatológia tudományága használja fel ezeket az ismereteket, mivel egy-egy jellemző markáns klimatológiai eseményt reprezentálhatnak a különböző izotóp arányok. Általában az $^{16}O/^{18}O$ izotópok arányát vizsgálják, de a mérés technika fejlődésével lehetőségünk nyílt a kisebb gyakoriságban előforduló izotópok (pl. ^{17}O) vizsgálatára is.

Napjainkban kutatások egész sora (*Gat et al., 2003; Breitenbach et al., 2010; Farlin et al., 2013; Dubinina & Dubininab, 2014*), foglalkozik a csapadék izotóp összetételének és a különböző meteorológiai paramétereknek a kapcsolatával. A vizsgálatok nagy csoportja csapadékminták gyűjtése és analízise segítségével fogalmaz meg összefüggéseket az izotóp-összetétel, a légnedvesség útvonalai és a különböző területeken történő nedvesség felvétel között (*Jouzel et al., 1997; Araguas-Araguas et al., 2000; Kendall & Coplen, 2001; Sodemann, 2008; Buening et al., 2012; Bottyán et al., 2017*) illetve, hogy milyen kapcsolatokat lehet feltárni a légnedvesség útvonalai és a különböző területeken történő nedvesség felvétel között.

A diplomamunkámban a magyarországi csapadék hidrogén és az oxigén stabilizotóp-összetételét használtam, illetve ezekből izotópokból származtatott deutérium-többletet. A hidrogén két darab (1H és $D=^2H$), míg az oxigén három darab (^{16}O , ^{17}O , ^{18}O) stabil izotóppal bír. Munkám során a deutérium (D) és ^{18}O -as adatok álltak a rendelkezésemre a vizsgált állomásokra vonatkozólag.

Az izotóp arányokat a könnyebb összehasonlítás miatt sztenderdizálni kell. Az oxigén- és a hidrogén-izotópok arányát a nemzetközi VSMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*) sztenderdhez viszonyítva ezrelékben adjuk meg a szokásos delta (δ) jelöléssel:

$$\delta X = \frac{R_{minta} - R_{sztenderd}}{R_{sztenderd}} \cdot 1000 \text{ [‰]}, \quad (1)$$

ahol X jelöli a kérdéses izotópot (D vagy ^{18}O) az R pedig a minta és a sztenderd $^2H/^1H$ (D/H), illetve $^{18}O/^{16}O$ arányát. A folyamat célja, hogy globális szinten is össze lehessen hasonlítani az adatokat. [1. – VSMOW]

A globális csapadékvíz-vonal (GCSVV) a δD és $\delta^{18}O$ izotópok közötti korreláció alapszik, mely *Craig* (1961) nevéhez fűződik. A GCSVV definíciós egyenlete a következő:

$$\delta D = 8 \cdot \delta^{18}O + 10. \quad (2)$$

Az egyenletet viszonylag kevés mérési adatból és kerekített együttthatókkal határozta meg *Craig*, így manapság egyre elterjedtebb *Rozanski* 1993-ban, nagyobb adatbázist használva megalkotott pontosított változata ($\delta D = (8,20 \pm 0,07 \times \delta^{18}O + (11,27 \pm 0,65))$).

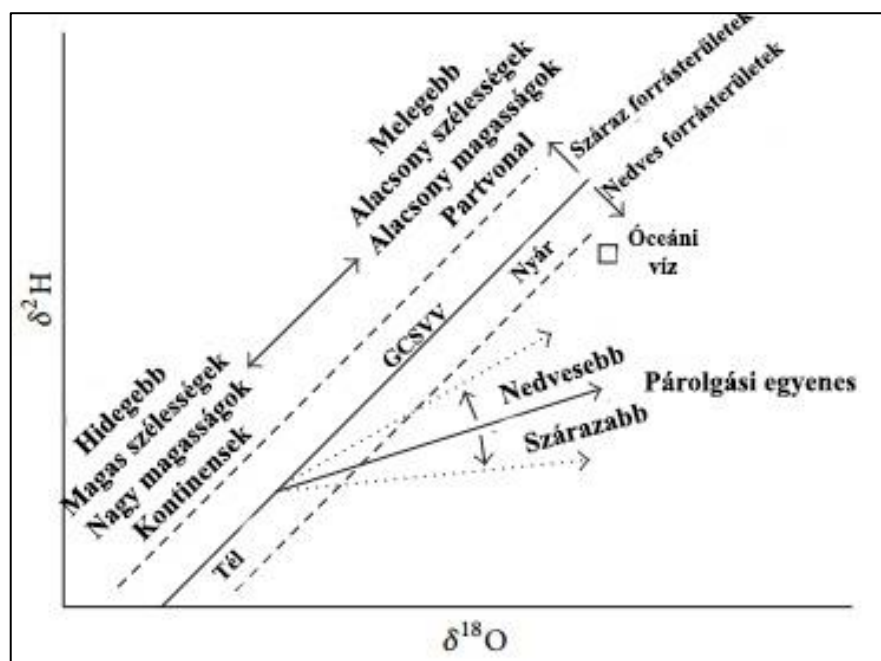
Lokális csapadékvíz-vonalat (LCSVV) is definiálhatunk egy adott helyen gyűjtött csapadékban mért hidrogén és oxigén izotóp-összetételek segítségével (*Benjamin et al.*, 2004). A csapadékvíz-vonalak nem kell, hogy megegyezzenek. Eltérésük arra enged következtetni, hogy milyen erősen dominálnak a helyi hatások.

A deutérium-többlet fogalmát *Dansgaard* (1964) alkotta meg, melyet *Craig* 1961-ben meghatározott GCSVV definíciója alapján a következőképpen fogalmazott meg:

$$\text{deutérium – többlet} = \delta D - 8 \cdot \delta^{18}O. \quad (3)$$

A fenti összefüggés magas szintű korrelációt mutat a nedvesség forrásrégióját döntően befolyásoló fizikai paraméterekkel (pl. páratartalom), így széles körben elterjedt a használata (*Froehlich et al.*, 2002). A GCSVV és a δD és a $\delta^{18}O$ aránya közötti összefüggéseket a 1. ábra szemlélteti. Megfigyelhető, hogy a GCSVV-n való elhelyezkedés alapján elkülöníthetők a téli, illetve a nyári izotóparányok, mely szoros összefüggésben állnak a hőmérséklet változásával (*Dansgaard*, 1964). Télen alacsonyabb izotóparányok jellemzők, mint nyáron. A világoceánoktól való távolság is befolyásolja az adott pontunk elhelyezkedését a GCSVV-n. A kontinensek belseje felé haladva, jellemzően alacsonyabb értékeket tapasztalhatunk. Továbbá látható, hogy a forrásrégió klimatikus tulajdonságai pedig a vízvonalától való távolságot befolyásolják. A szárazabb területek a GCSVV felett, a nedvesebbek alatta helyezkednek el.

Az ábrán ezen kívül látható még a folyókból, tavakból származó mérési eredményekből megállapított párolgási egyenes is. Ennek az egyenesnek a meredeksége egyenesen arányos a levegő relatív páratartalmával. Tehát nedvesebb környezetben nagyobb lesz az egyenes meredeksége.

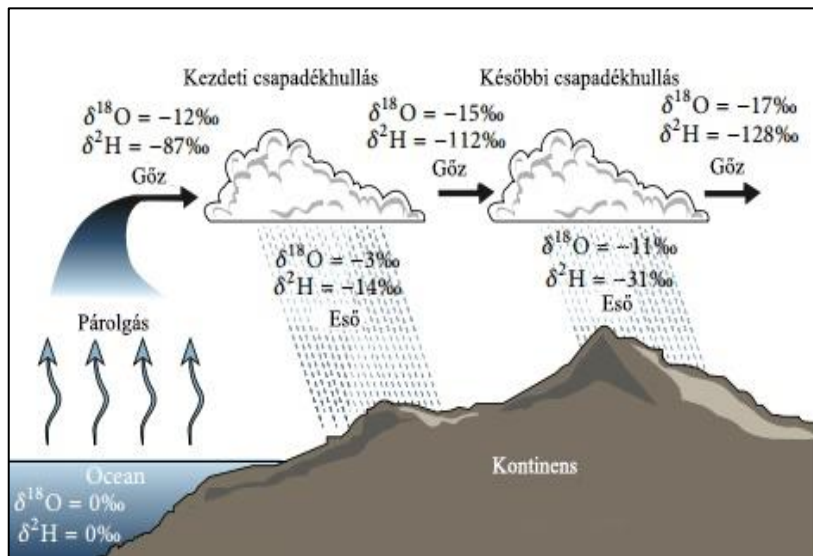


1. ábra: A δD és $\delta^{18}O$ arányok GCSVV-n való elhelyezkedésének éghajlati függései [2. – SAHARA].

A már említett stabilizotópok segítségével a globális hidrológiai ciklust is nyomon lehet követni. A hidrológiai ciklus három fő eleme, név szerint a párolgás, a kondenzáció és a csapadékhullás, jelentős hatással van az izotóp összetételre. A deutérium és a 18-as oxigén izotóp változásait a 2. ábra szemlélteti. A víz óceáni felszínről való párolgása során a könnyebb izotópokat tartalmazó molekulák fognak nagyobb arányban elpárologni, ezért a pára jellemzően negatívabb, mint az óceán vagy tengervíz (Coplen *et al.*, 2000).

A légelemek emelkedésük során folyamatosan hűlnek a harmatpont eléréséig, majd megtörténik a kondenzáció és esőcseppek formájában kihullanak, melynek során a főként nehezebb izotópokat tartalmazó vízmolekulák fognak kihullani. Ennek hatására csökkenni fog a δD és az $\delta^{18}O$ értéke a visszamaradt párában, mely tovább folytatódik minden későbbi csapadéktevékenység alkalmával.

Tehát megállapítható, hogy a csapadékhullás hatására a felhőben lévő vízgőz izotóposan egyre könnyebb lesz. Ezt az izotóp-frakcionációs folyamatot nevezzük Rayleigh-disztillációnak (Clark & Fritz, 1997).



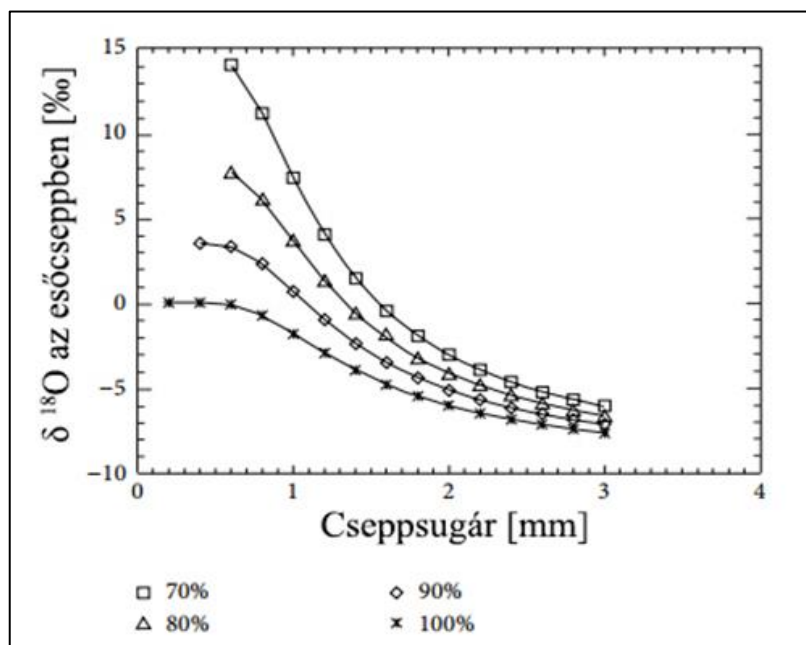
2. ábra: δD ($=\delta^2\text{H}$) és a $\delta^{18}\text{O}$ értékeinek változása a hidrológiai ciklusban (Coplen et al., 2000) nyomán.

A csapadékhullással és a légnedvességgel kapcsolatos folyamatok tehát az izotópok összetételében is változást okozhatnak, melyek közül a legfontosabb hatásokat mutatom be. Elsőként az 1. ábrával szoros összefüggésben lévő úgynevezett „kontinentális” hatást ismertetném. Ebben az esetben a kontinensek belseje felé haladva kimutatható, hogy a légtömegben lévő nehezebb izotópok aránya fokozatosan csökken (Winnick et al., 2014).

A következő hatás az úgynevezett „szélességi” hatás, mely során a magasabb szélességek felé haladva szintén az előbbi csökkenő tendencia folytatódik. A legalacsonyabb stabilizotóp értékek a sarkpontoknál találhatók. A csökkenés továbbá a csapadék intenzitással is kapcsolatban áll. A nehezebb δD és $\delta^{18}\text{O}$ izotópok hevesebb csapadékhullás következtében nagyobb mértékben csökkennek (Dansgaard, 1964). Az említett folyamat szoros összefüggésben áll az esőcseppek sugarával és a csapadék mennyiségével is. A kisebb sugárral rendelkező cseppek gyakran visszapárolognak a környező nedves levegőbe, míg a nagyobb cseppek, melyek ezáltal izotópicusan nehezebbek is, pedig kiesnek (Noone & Sturm, 2010). Ezt az effektust „mennyiségi” hatásnak nevezik a szakirodalomban, mely napjaink egyik legaktívabb kutatási iránya ezen szakterületen.

A „hőmérsékleti” hatás sem elhanyagolható, mely az átlagos $\delta^{18}\text{O}$ és a vizsgált terület évi középhőmérséklete közötti kapcsolaton alapszik (Dansgaard, 1964), amely erősen összefügg a csapadék térbeli és időbeli eloszlásával is. A fent említett hatások akár külön-külön vagy egyidejűleg is fennállhatnak a légnedvesség útvonala során, ezért is fontos ismernünk az útvonal hosszát, irányát és a forrását.

Lee és Fung 2008-as tanulmányában egy olyan numerikus modellt ismertettek, melyben a vízgőz és esőcseppek közötti kapcsolatot állapítottak meg a planetáris határréteg közelében, amit a 3. ábrán szemléltettek. Az 3. ábrán a $\delta^{18}O$ értékei láthatók a cseppsugár és a különböző nagyságú relatív nedvességek függvényében. Megfigyelhető, hogy a nagyobb sugárral rendelkező cseppek kevesebb $\delta^{18}O$ -at tartalmaznak, mint a kisebbek és hogy az alacsonyabb relatív nedvesség mellett a kisebb cseppek párolognak el előbb. Továbbá megfigyelték, hogy a 0,6 mm-nél kisebb sugárral rendelkező cseppek másodlagos bepárolgás hatására nem érik el a planetáris határréteg alját a 70%-os relatív nedvességen lévő szinten. Ez azzal magyarázható, hogy a szárazabb légtömegekben a kis sugárral rendelkező cseppek párolgása gyorsabb, mint az esési idejük.



3. ábra: A $\delta^{18}O$ értékének változása a relatív nedvesség és a cseppsugár függvényében (Lee & Fung, 2008).

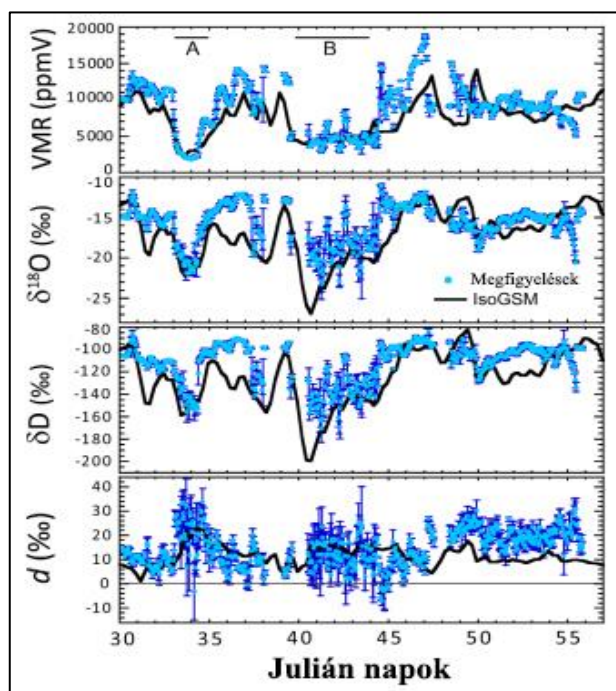
Gat és munkatársai (2003) a mediterrán térségben hajtottak végre egy kísérletet, melyben az izotóp összetétel és a légköri nedvesség kapcsolatát vizsgálták. Egy 1995 januárjában indított kutató expedíció (*Meteor*) adatait használták fel, melyet a Mediterrán-tengeren végeztek el. A kutatás során igazolták, hogy tengerfelszín és a felette elhelyezkedő levegő intenzív kapcsolata a feltétele a nagy telítési hiánynak a partvonal mentén. Ez a hatás a deutérium-többlet paraméter értékeinek növekedésében nyilvánult meg. A tanulmány során kétféle légtömeg (hideg és száraz európai, illetve meleg és nedves afrikai) vizsgálata közben is megfigyelték a fenti összefüggést.

Továbbá az izotóp összetétel vertikális struktúráját tekintve felfigyeltek a nyugati és keleti régiók között tapasztalható eltérésekre. Ezeket az eltéréseket a deutérium-többlet vertikális gradiensevel szemléltették. A vizsgálat során azt tapasztalták, hogy a keleti mediterrán térségben a magassággal növekszik a deutérium-többlet gradiense, míg a nyugati régiókban ezzel épp ellenkező hatást tapasztaltak.

Breitenbach és munkatársai 2010-ben elkészített tanulmányában erős kapcsolatot állapítottak meg a csapadék forrásrégiója és a stabilizotópok között. A kísérletet Északkelet Indiában végezték el, egy markáns, monszun csapadékot hozó területen. A csapadék 18-as oxigén izotópját és deutérium-többletet vizsgálták két éves időszak alatt. Az alacsonyabb izotóp értékeket a nyári monszun idején tapasztalták, mely során egy gyenge kapcsolatot feltételeztek a lokálisan kialakuló csapadék mennyiséggel. Egy időbeli trendet is detektáltak a $\delta^{18}O$ izotópok vizsgálata során, mely szoros összefüggésben állt a megnövekedett nedvesség szállítási útvonallal, amely feltehetően a nyári monszun tevékenységnek köszönhető. *Bottyán et al.* (2017) és *Czuppon et al.* (2017) Magyarországon hullott csapadék esetében állapított meg összefüggést a csapadék stabilizotóp-összetétele (deutérium-többlet) és annak forrásrégiója között.

A szinoptikus meteorológiai események is erősen befolyásolhatják az izotóp összetételt, mely főleg a kontinensek belsejében érezteti a hatását. *Farlin és munkatársai* 2013-ban 30 napon át, óránként végzett mérésekből álló elemzést hajtottak végre, amely során extrém időjárási körülmények is előfordultak. A méréseket San Diego-ban végezték el a δD és $\delta^{18}O$ izotópokra és a deutérium-többlet (d) paraméterre vonatkozólag. A vizsgált időintervallum során téli zivatarok és a térségre jellemző Santa Ana szél is éreztette a hatását. A Santa Ana egy száraz, meleg, fön típusú áramlás, mely ősz végén és a télen alakul ki leggyakrabban. Ezen áramlás egyedi határréteg feltételeket alakított ki, melynek során a határrétegben zajló keveredési és turbulens folyamatok váltak az izotóp-összetétel domináns meghatározójává (*Farlin et al.*, 2013). A mérési kampány fő célja az volt, hogy kombinálják a műszeres mérési eredményeket és egy globális izotóp parametrizációval ellátott légköri általános cirkulációs modellt (*IsoGSM*) (*Yoshimura et al.*, 2011) eredményeit. A 4. ábrán láthatók a mérési és a modelleredmények összehasonlítása a februári hónapra vonatkozólag, óras átlagokban. A két Santa Ana periódus (A, B jelölés) is jól kirajzolódik, mely során azt bizonyították, hogy a szinoptikus időjárási események, nagy napi változékonyságot produkáltak a vizsgált izotóp-összetételben. Ezen periódusok alatt jellemzően csökkentek a δD és $\delta^{18}O$ értékek, mely a heves esőzéseknek köszönhetőek. A modell jellemzően alul becsülte az izotóp értékeket, aminek az okai a parametrizáció és a kis felbontású rácsávolság

voltak. A modell rácstávolsága globális modell lévén $200 \text{ km} \times 200 \text{ km}$ (Yoshimura *et al.*, 2011), így az ennél a felbontásnál kisebb folyamatokat nem tudta megfelelően kezelni. A legnagyobb deutérium-többlet paraméter értékeket a két Santa Ana periódus alatt tapasztalták, mely annak volt köszönhető, hogy a légkör száraz volt, míg a felszín nedvesebb, így létrehozva egy gyors párolgást elősegítő környezetet.



4. ábra: A mérési eredmények és az IsoGSM modell összehasonlítása (Farlin *et al.*, 2013).

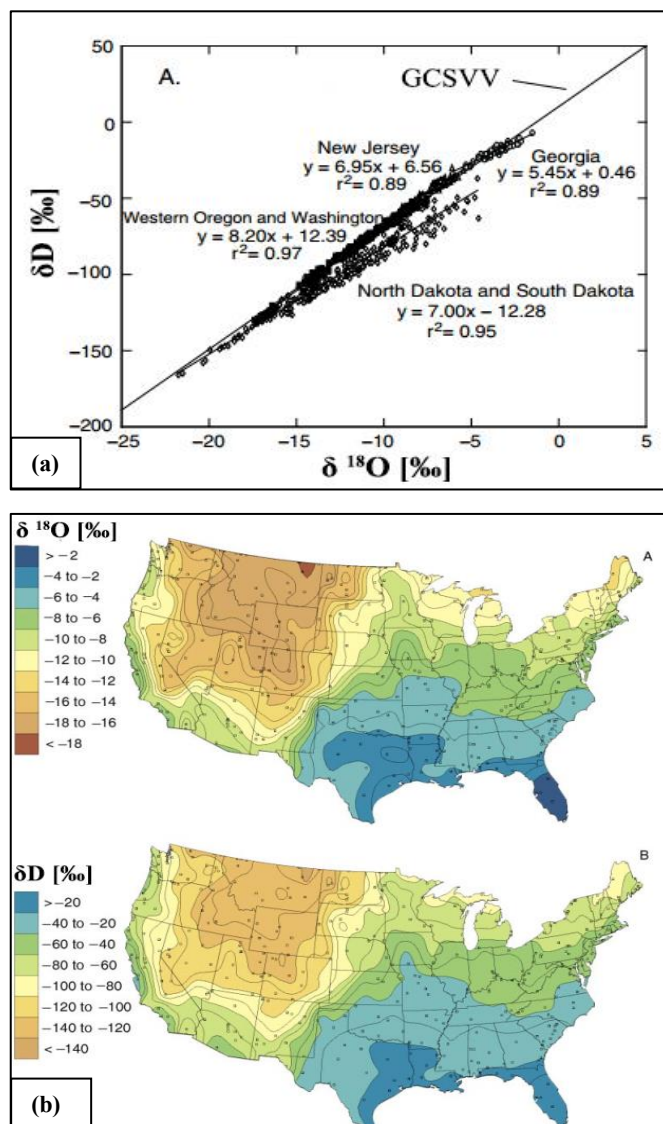
A csapadékmintákon kívül folyóvízi minták segítségével is meghatározhatók az izotóp összetételben történő változások. Kendall és Coplen 2001-es tanulmányában az Egyesült Államok területén lévő folyóvízi mérőállomások adatai segítségével vizsgálta a folyamatokat. Munkájuk során 4800 darab mintát használtak fel, mely 391 állomásról szolgáltatott kéthavi vagy negyedéves mérési adatokat az 1984 és 1987-es időszakról. A céljuk az volt, hogy egy proxy adatbázist alkossanak meg, illetve meghatározzák, hogy a folyóvízi minták milyen mértékben használhatók a jelenkori csapadék reprezentálására.

A folyóvízből származó és a csapadék minták összevetését követően azt a következtetést vonták le, hogy a minták magasfokú egyezést mutatnak a $\delta^{18}\text{O}$ -ra és δD -re vonatkozólag, illetve az összetételt meghatározó klimatikus hatásokra. A mérésekből meghatározott lokális csapadékvíz-vonal eredményeket összevetették a globálissal (5a. ábra), melynek során a lokális meredeksége alacsonyabb volt. A lokális csapadékvíz-vonalak a helyi légtömegek nedvességtartalmát reprezentálták, melyekben megtalálhatóak a párolgás

által okozott izotópikus változások jelei (Kendall & Coplen, 2001). A változékonyságát a földrajzi és a lokális klimatikus viszonyok is befolyásolták. A $\delta^{18}O$ és δD térbeli eloszlására vonatkozólag azt találták, hogy nagymértékben megegyeznek (5b. ábra).

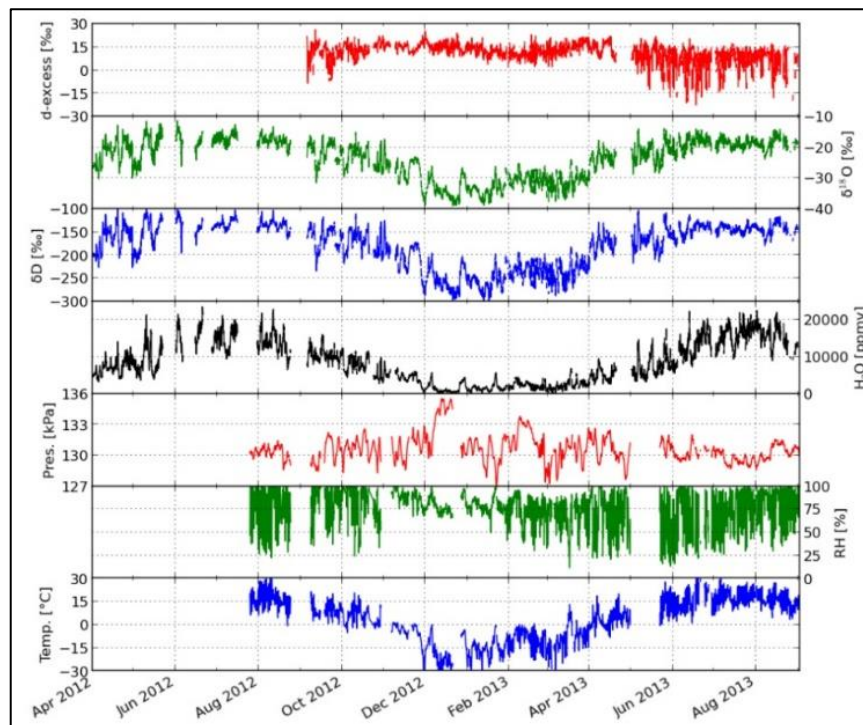
A deutérium-többlet esetén az Északnyugati régiókra, a Columbia-fennsík mentén jellemzőbbek a nagyobb értékek 6 ‰ – 15 ‰, míg a többi területen jellemzően -2 ‰ és 6 ‰ közt változtak, mely erős térbeli korrelációt mutat a regionális aszályos területekkel.

Összességében tehát elmondható, hogy teljes mértékben nem válthatók ki a csapadékból származó mérések a folyóvíziekkel, de az izotóp összetételt befolyásoló klimatikus tényezőket megfelelő módon szemléltetik.



5. ábra: a) A LCSVV és a GCSVV egymáshoz viszonyított helyzete és b) $\delta^{18}O$ és δD térbeli eloszlására az USA-ra vonatkozólag (Kendall & Coplen, 2001).

A legtöbb izotóp-összetételt vizsgáló tanulmány az utóbbi évtizedekben, főleg a folyékony vízből (csapadék, felszíni víz, talajnedvesség, felszín alatti vizek) származó mintákra támaszkodott. *Bastrikov és munkatársai* 2014-ben viszont felszínközeli légnedvességből előállított adatok segítségével vizsgálták az izotóp összetételt. A méréseket Nyugat-Szibéria területén végezték el a kurkovai asztrológiai obszervatóriumban. Az állomás sajátossága, hogy a környezetében nem végeznek ipari tevékenységet és a közelben nem található egyetlen nagyváros sem. A méréseket egy 8 méter magasságban elhelyezett Picarro L2130-as izotóp-spektrométerrel végezték. Az óras adatok 2012 szeptemberétől 2013 augusztusáig tartó periódust fedtek le, melyek a $\delta^{18}O$ és δD , illetve deutérium-többlet paramétert tartalmazták. A 6. ábrán láthatók a vizsgált paraméterek. A légnedvesség koncentrációja és a vizsgált izotóp arányok között évszakos változékonyságot tapasztaltak, mely erősen függ az időjárási körülményektől. A legerősebb kapcsolat a δD -ra vonatkozólag jelent meg a hőmérsékletre, illetve a nedvesség logaritmusára vonatkozólag. Ezen kapcsolat szintén évszakfüggő, mely tavaszi és nyári időszakban sokkal gyengébb volt. A deutérium-többletre nyáron tapasztalták a legnagyobb változékonyságot, ami a többi évszagnál nem volt jellemző. Ezt a változékonyságot a napkelte és napnyugta és a vele kapcsolatban lévő, az évszakra jellemző folyamatoknak tulajdonították, mint például a harmatképződés. Továbbá napnyugta után erős negatív értékeket tapasztaltak.



6. ábra: A mérési periódus alatt vizsgált paraméterek napi változékonysága (*Bastrikov et al., 2014*).

3. Vizsgálati módszerek

3.1. A WRF modell bemutatása

A WRF modell egy következő generációs, mezoskálájú, numerikus előrejelző modell, melyet széles körben alkalmaznak kutatási és operatív célokra is egyaránt. Rácsfelbontása a néhány kilométertől egészen néhány 100 kilométerig terjedhet. A modell fejlesztései a kilencvenes években kezdődtek, mely az NCAR (*National Center for Atmospheric Research*) és a NOAA-NCEP (*National Oceanic and Atmospheric Administration-National Centers for Environmental Prediction*) közös munkájának eredménye. A modell alapjait az MM5 (*Mesoscale Model*) modell biztosította, a WRF annak egy továbbfejlesztett változata. A munkámhoz felhasznált szimulációkat a 3.7.1-es verziószámú modellel hoztam létre. A WRF modellt kétféle dinamikai alrendszerre különíthetjük el. Az egyik, melyet dolgozatomban elkészítése során is használtam az úgynevezett ARW (*Advanced Research WRF*), illetve a másik az NMM (*Nonhydrostatic Mesoscale Model*). Az előbbit legfőképpen kutatási célokra, míg az utóbbit inkább operatív célokra fejlesztik (*Skamarock et al., 2008*).

A modell szerkezetileg négy fő részre osztható. Az első rész az úgynevezett előfeldolgozó rendszer (*WPS*), melynek feladata, hogy definiálja a szimulációs tartományokat, elvégezze a felszíni adatok interpolációját, illetve horizontálisan interpolálja a bemenő meteorológiai adatokat. A második rész, az adatasszimiláció, mely opcionálisan választható. Erre akkor van szükség, ha ciklikus futtatást végzünk és szükségünk van a friss kezdeti feltételekre. A rendszer harmadik része két alrendszerből áll. Az egyik az úgynevezett REAL, melynek feladata a meteorológiai adatok vertikális interpolációja, illetve a peremfeltételek meghatározása. A másik, a modell legfontosabb alkotó eleme, a modell megoldó szegmense (*ARW SOLVER*). Végül az utolsó, negyedik rész az utófeldolgozás, mely magában foglalja a különböző megjelenítő programcsomagokat. [3. – ARW User Guide]. Az ARW numerikus hátterét tekintve elmondható, hogy nem hidrosztatikus Euler egyenleteket használ, melynek során azzal a közelítéssel él, hogy a légkör összenyomható. Az egyes változókat Arakawa-C rácson definiálja a véges differenciál séma megoldásához. Az egyenleteket felszínkövető (η) koordináta rendszerbe helyezi. Ebből következőleg η értéke 0 és 1 között változik. Továbbá az időbeli integráláshoz másod vagy harmadrendű Runge-Kutta séma használható. (*Skamarock et al., 2008*)

3.2. A WRF szimulációk során felhasznált parametrizációk

A modellfuttatások alkalmával különböző parametrizációs sémákat alkalmazhatunk annak érdekében, hogy a rácsávolságnál kisebb folyamatoknak az összetett hatását vegyük figyelembe. A legfontosabb ARW parametrizációkat 5 különböző csoportba sorolhatjuk:

- mikrofizikai,
- mélykonvekció,
- planetáris határréteg,
- szárazföldi és felszíni réteg,
- légköri sugárzásátvitelre (rövid és hosszuhullámú) parametrizációk.

A munkám során felhasznált parametrizációk közül a mikrofizikai volt a legfontosabb, melynek az eredmények ismertetésénél lesz döntő szerepe, mivel négy különböző felhőelemre is megvizsgáltam a különböző izotóp arányokat. A mikrofizikai parametrizációk a vízgőz, felhőösszetevő-képződés, és a csapadékot leíró folyamatokat foglalják magukba. A futtatások során a Thompson sémát használtam fel, mely úgynevezett „*bulk*” mikrofizikai parametrizáció. A séma hat különböző mikrofizikájú csapadék fajtát különít el a graupellel együtt, illetve a jég koncentrációt is tartalmazza (*Thompson et al.*, 2004). A mélykonvekció parametrizálására a Kain – Fritsch féle sémát használtam, amely egy egyszerű felhőmodellen alapul. A konvekciót a konvektív hasznosítható potenciális energia indítja el (*Kain*, 2004). A felszín parametrizálására a Noah sémát vettem igénybe, mely négy talajréteget különít el. A vastagságuk 10, 30, 60 és 100 centiméter (*Chen & Dudhia*, 2001). A légkörben lezajló sugárzás-átviteli folyamat reprezentálására az RRTM (*Rapid Radiative Transfer Model*) modellt használtam. A modellt a hosszuhullámú sugárzásra is alkalmazzák széles körben és előre beállított táblázatok segítségével állapítja meg a légkörben jelenlévő gázok hatását a sugárzási egyenlegre (*Mlawer et al.*, 1997). A rövidhullámú sugárzásra a Dudhia sémát alkalmaztam, mely az MM5 modelltől lett átintegrálva. A séma különbséget tesz a tiszta és a borult égbolt között, illetve ezek alapján számítja szóródást és abszorpciót (*Dudhia*, 2006). Végül planetáris határrétegben (PHR) lezajló turbulens kicserélődési folyamatokra a *Bougeault & Lacarrère* (1989) által megalkotott módszert alkalmaztam. A sémában a turbulens kinetikus energia megjelenik prognosztikus változóként, de a PHR magasságát a részecske módszer segítségével határozza meg. Ez azt jelenti, hogy ott lesz a PHR teteje, ahol a virtuális potenciális hőmérséklet először egyezik meg a felszíni potenciális hőmérséklettel. (*Simon*, 2015)

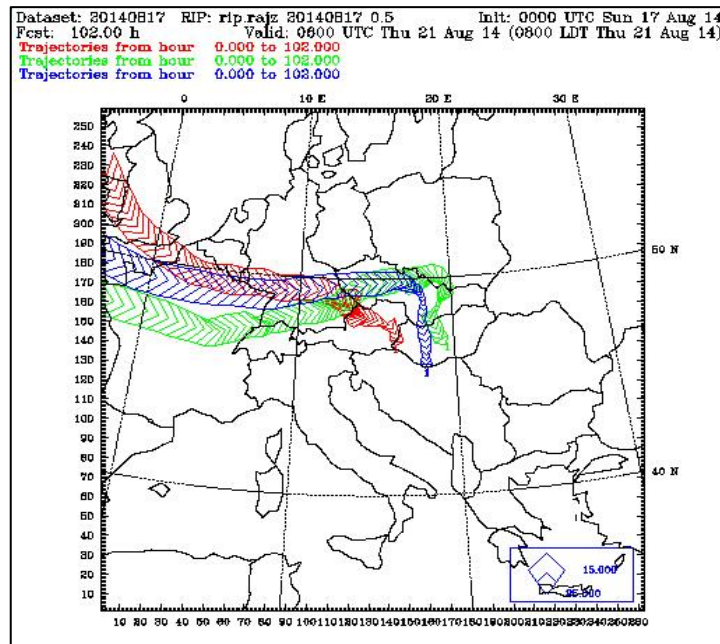
3.3. A RIP programcsomag bemutatása

A RIP (*Read Interpolate Plot*) rövidítés egy Fortran nyelven megírt programcsomagot takar, melyet az NCAR fejlesztett ki a rácsponti meteorológiai adatok megjelenítésére, amit elsősorban a mezoskálájú numerikus modellek produktumaira alkalmaztak. A kezdeti verziókat csak a (σ) koordináta rendszert alkalmazó modellekre lehetett alkalmazni, mint például az MM4 és MM5 modell. 2003-tól viszont a folyamatos fejlesztéseknek köszönhetően már mindegyik vertikális koordináta rendszerre is alkalmazható, így munkám során én is ezt a programcsomagot használtam a WRF modell produktumainak vizsgálatára.

A program UNIX környezetben használható elsősorban, kompatibilis a Fortran 77 és 90 nyelvekkel és az NCAR grafikus adatbázisával. A kezelése ún. „kvázi-interaktív” használatot vár el a felhasználótól, tehát szöveg formátumban adhatjuk meg a különböző számítási és ábrázolási feltételeket.

A RIP program két fontos részre bontható, az előfeldolgozó (*RIPDP – RIP Data Preparation*) és magára a számításokat, illetve ábrázolást végző fő programra. Az előfeldolgozó egység fő feladata, hogy a nyers WRF produktumokat, melyben egy fájlban szerepelnek az időpontok és a meteorológiai változók, feldarabolja RIP-formátumú adat fájlokra. Ezt oly módon teszi, hogy minden időpontra és a hozzá tartozó változókra külön fájlt készít. A program segítségével megkülönböztethetjük az általános változókat (hőmérséklet, szélkomponensek, vízgőz, nyomás) és az összes egyéb változót. A program második része tehát csak az előfeldolgozás lefuttatása után használható. Itt kétféle opció közül választhatunk: trajektória számítás, illetve ábrázolás. Itt a már fent említett módon adhatjuk meg a feltételeinket, de fontos megemlíteni, hogy a két módot csak külön-külön lehet használni. Továbbá lehetőségünk van a RIP program segítségével két-dimenziós metszetek és különböző diagramok készítésére is. A 7. ábrán látható a beépített megjelenítő program által előállított produktum, melyen egy kiválasztott szintről (500 méter) indított trajektória pályák láthatók, három állomásra vonatkozóan. [4. – RIP]

Munkám során a trajektória-számítás eredményét, egy koordinátákat tartalmazó bináris fájlt (minden esetre és indítási szintre külön-külön előálló) használtam, a WRF szimulációk további feldolgozásához.



7. ábra: A RIP program grafikus megjelenítő felülete.

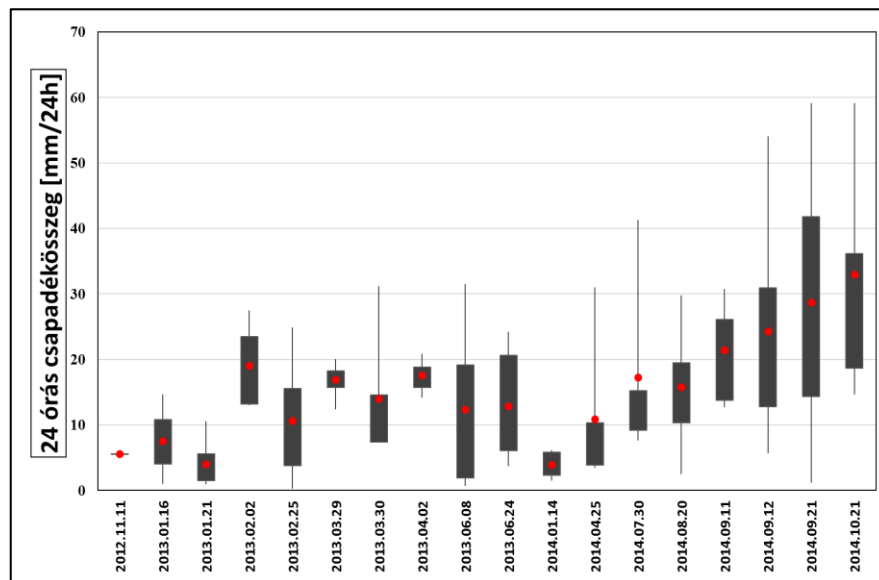
3.4. A kutatás során felhasznált adatok

A dolgozatom megírása során *Bottyán* (2013; 2017) és *Czuppon et al.* (2016; 2017) munkája által meghatározott magyarországi csapadékmérésekből előállított hidrogén- és oxigén-izotóp összetételt, illetve az ezekből származtatott deutérium-többlet paramétert tartalmazó adatbázisát használtam fel. Az elemzéseket LGR LWIA-24d lézer analizátorral végezték az MTA CSFK Földtani és Geokémia intézetében (*Bottyán*, 2013).

Az adatok hat állomásra vonatkozóan (Farkasfa, Pécs, Budapest, Kékes, K-pusztza, Szeged) álltak a rendelkezésemre. Az állomások elhelyezkedése a 8. ábrán látható. A diplomamunkám során 18 különálló esetet vizsgáltam. Az időpontok kiválasztásának fő kritériumai a csapadék mennyisége és a feltételezett forrásrégiók voltak. A 9. ábrán láthatók a napi mérésekből meghatározott 24 órás csapadékösszegek az összes esetre vonatkozólag. A dobozok szélei a 25. és a 75. percentilist szemléltetik és az átlagos csapadékösszeget piros színnel jelenítettem meg. Továbbá sok más tényezőt, mint például a helyi hatásokat és markáns szinoptikus eseményeket is figyelembe vettem.



8. ábra: A felhasznált meteorológiai állomások elhelyezkedése.

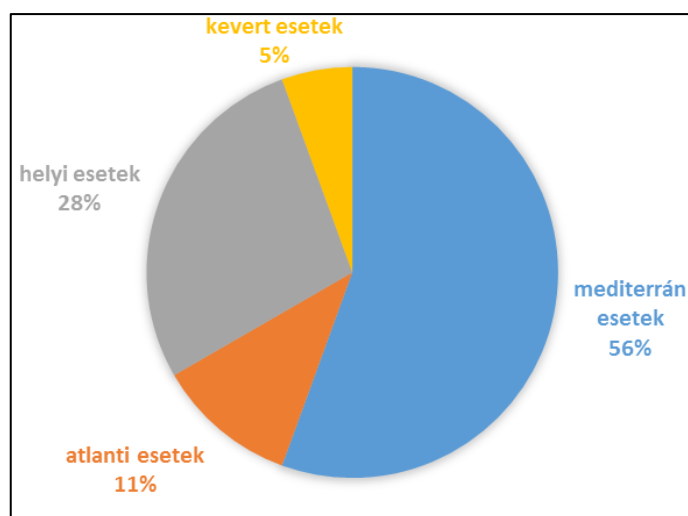


9. ábra: Az egyes időpontokra vonatkozó napi csapadékösszegek eloszlása.

A már említett 18 darab időpontot elsősorban a szinoptikus helyzet és a tematikus meteorológiai térképek alapján, másodsorban a meghatározott trajektóriák irányultsága és hossza alapján, szubjektív módon az alábbi négy csoportba is besoroltam:

- mediterrán,
- atlanti,
- helyi,
- kevert.

Az úgynevezett „kevert” esetenél nem lehetett egyértelműen eldönteni, hogy melyik csoportba essen, ami a trajektóriák által befutott útvonal, és az összekapcsolódott nagytérségi rendszerekkel magyarázható. A 10. ábrán láthatók, hogy a mediterrán esetek fordultak elő a legnagyobb számban (10 darab), illetve a helyi esetek is jelentős számban voltak jelen (5 darab). A helyi esetek azokat az időpontokat reprezentálják, melyeknél jellemzően lokális eredetű volt a csapadék. Ekkor a mérőhelyek térségében, nem volt jelentős szinoptikus esemény és fronttevékenység. A csapadék eredete főleg a helyi konvektív rendszerekhez volt köthető.



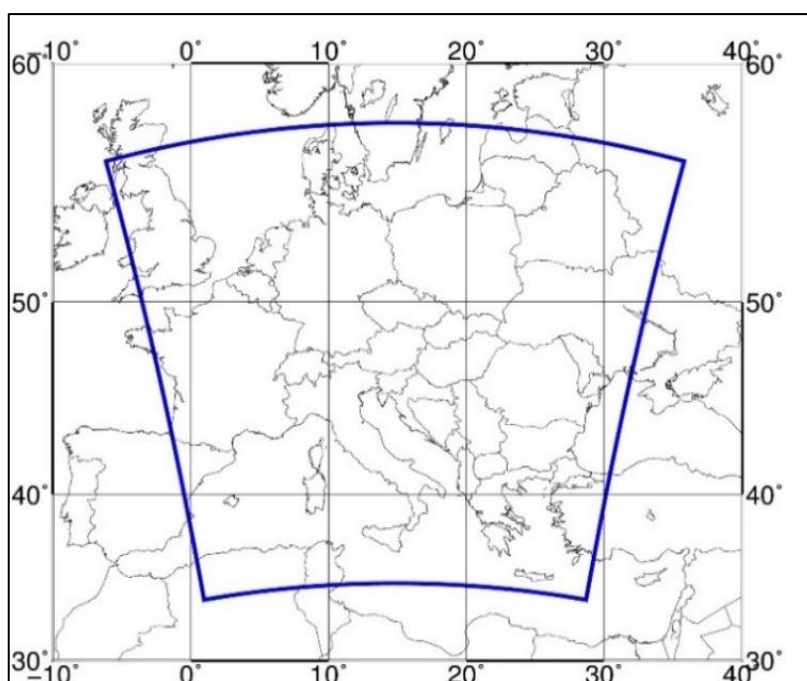
10. ábra: Az egyes időpontokra vonatkozó esetek megoszlása időjárási helyzet alapján.

3.5. WRF modell produktumok

A modell futtatások kezdeti és peremfeltételeit a GFS (*Global Forecast System*) modellből határoztam meg, melyek 6 óránként álltak a rendelkezésemre. A szimulációk 102 órás intervallumot fednek le, mely négy napot foglalt magában. Az eredmények óras felbontásban állnak rendelkezésre, így esetenként 103 időlépésre történt meg az adatok meghatározása. A modell szimulációkat az 11. ábrán kijelölt területen végeztem el, melyet GMT (*Generic Mapping Tools*) szoftver segítségével jelenítettem meg.

A WRF modell területet igyekeztem, úgy kialakítani, hogy a kiválasztott esetekhez tartozó csapadék forrásrégiókat könnyen lokalizálni lehessen. Fontos szempont volt az is, hogy mind szárazföldi, mind tengeri felszínnek is beleessenek a kijelölt tartományba, mivel a dolgozat céljai közé tartozott, hogy meghatározzam mekkora a szárazföldi, illetve a tengeri hozzájárulás szerepe a légköri nedvességben, a meghatározott trajektóriák mentén.

A rácsávolság megválasztása is kritikus szempont volt, hiszen az eredményeknél egy objektív csoportosítást is végrehajtok, melynél fontos tényező volt, hogy hány darab trajektória esik egy adott rácspontra. Továbbá olyan esetek is előfordultak vizsgálatom során, melyeknél fontos volt, hogy a modell jól reprezentálja a kis skálán történő folyamatokat, illetve a nagytérségi folyamatokat is meg lehessen belőle határozni. A legmegfelelőbb rácsfelbontás $10\text{ km} \times 10\text{ km}$ -es volt, mind az előbb említett kritériumokra, mind a modell futtatási idő szempontjából, így a modellszimulációk ezen felbontáson történtek.



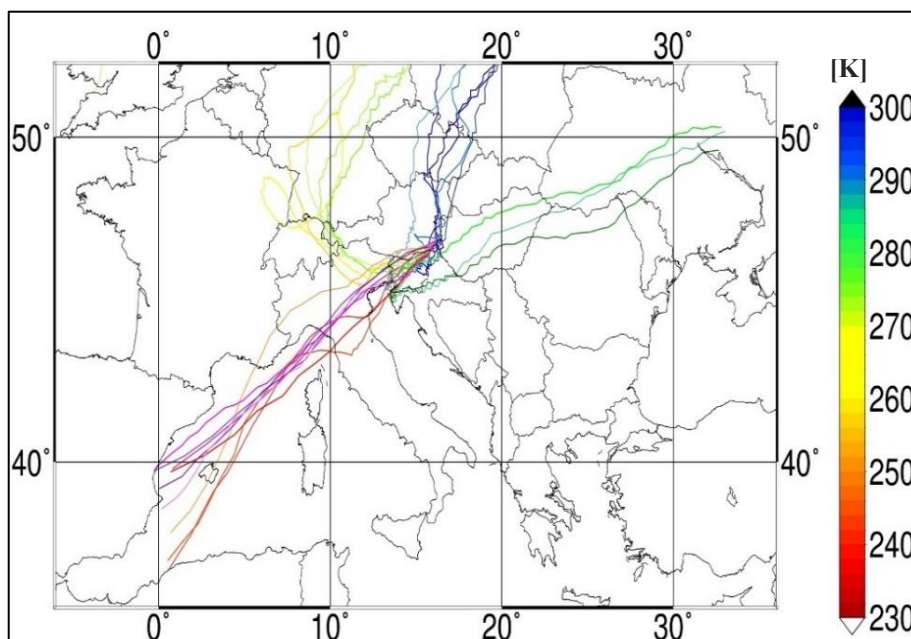
11. ábra: A WRF szimulációk futtatása során felhasznált modell terület.

3.6. A RIP program által előállított trajektóriák

A fent említett 103 darab időlépésre indítottam el a RIP program segítségével a backward trajektória számításokat. A trajektóriákat 23 kezdeti szintről indítottam, melyek 100 métertől 15 kilométeres magasságig terjedtek. Az alsóbb szinteken 6 kilométeres magasságig sűrűbb (250–500 méter), majd felette ritkább (1 kilométeres) felbontásban.

Az adatok feldolgozása közben különbséget tettem a szimulációk alapján, a planetáris határreteken áthaladó és e réteg felett haladó trajektória pályák között. Erre azért volt szükség, hogy elkülönítsem a határretegben zajló turbulens folyamatok hatását a légnedvesség szállítódásában.

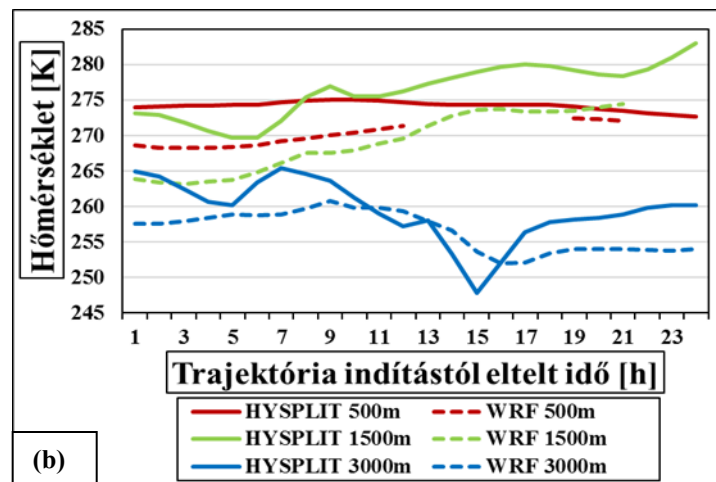
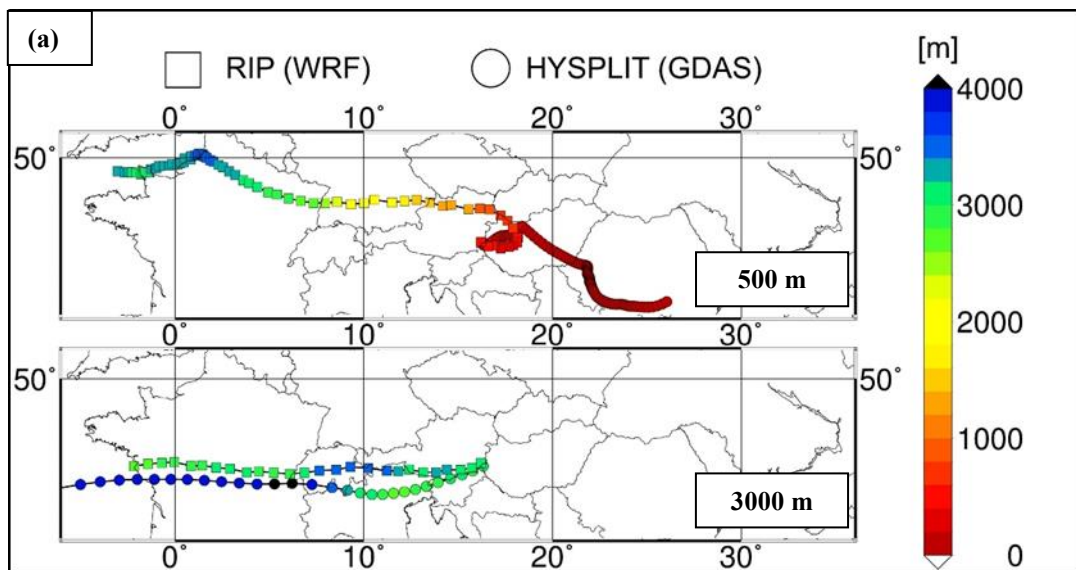
Továbbá, ha a trajektória metszette a határréteget, akkor a specifikus nedvesség növekedése, illetve csökkenése befolyásoló volt a későbbi számítások során. A 12. ábrán látható egy nyers, trajektóriákat ábrázoló produktum a farkasfai állomásra vonatkozóan. A jobb oldali skála az elindított trajektóriák hőmérsékletét jelenti, melyből az indítási szint is meghatározható. A nagyobb hőmérsékleti értékek az alacsonyabb, míg a kisebbek a magasabb szintekről indított trajektóriákat jelentik.



12. ábra: 2013.06.08-án indított WRF szimulációkból származtatott trajektóriák, melyek az összes 23 darab szintről indulnak Farkasfőről.

A WRF modell eredményekkel meghajtott RIP trajektóriák egy kiválasztott időpontra (2013.03.29) és a farkasfai állomásra össze lettek hasonlítva a bevezetőben megemlített HYSPLIT produktumaival. A kétféle módon meghatározott backward trajektóriákat a 13a. ábrán szemléltetem. Az ábrán két indítási szintről (500, 3000 méter) indított pályavonalak láthatók. A magasabb szintről meghatározott eredmények jó összhangban vannak egymással, nyugati irányultság és hasonló útvonal jellemezte a két modellt. Ez annak köszönhető egyrészt, hogy mindkét modell 6 órás globális modellből kapta a peremfeltételeit másrészt, hogy a HYSPLIT egy hidrosztatikus modell, így a felsőbb szinteken nagyon hasonló feltételeket biztosított, mint a WRF. Az alsóbb szinteken már egy ellentétes mechanizmust figyelhetünk meg. A két trajektória pálya között hozzávetőlegesen 180 fokos eltérést láthatunk, melynek oka, hogy a két modell másféleképpen kezeli a határrétegben zajló és a konvektív folyamatokat.

A 14b. ábrán a két modell által meghatározott hőmérsékleti eredmények láthatók a trajektóriák mentén. A HYSPLIT gyorsabban haladó trajektóriákat adott, így eltérő időpontban reagáltak a környezet változásaira, mint a WRF modellből meghatározottak. A hőmérsékleti trendek változásait mindkét modell megfelelően, és jó korrelációban adták vissza. A meghatározott eredményekre elmondható, hogy a HYSPLIT modell produktumok felülbecslik a WRF eredményeit. A felülbecslés oka szintén a modellek eltérő numerikus hátterében keresendő.



14. ábra: A RIP (WRF) és a HYSPLIT (GDAS) modellből meghatározott a) backward trajektóriák 500, 3000 méteres b) hőmérsékletek 500, 1500, 3000 méteres indítási szintről.

4. Eredmények

A WRF modell szimulációkból és a RIP programból meghatározott produktumok feldolgozását Fortran program segítségével végeztem el. A rendelkezésemre bocsájtott stabilizotóp-összetétel tartalmazó adatbázis mind a 18 darab esetre vonatkozóan tartalmazott $\delta^{18}O$, δD , valamint az ezekből származtatott deutérium-többlet értéket. Természetesen, ha az adott napon nem volt csapadék az állomáson, akkor stabilizotóp-összetétel sem állt rendelkezésemre, így ezeket a későbbi számítások és összehasonlító vizsgálatok során nem vettem figyelembe.

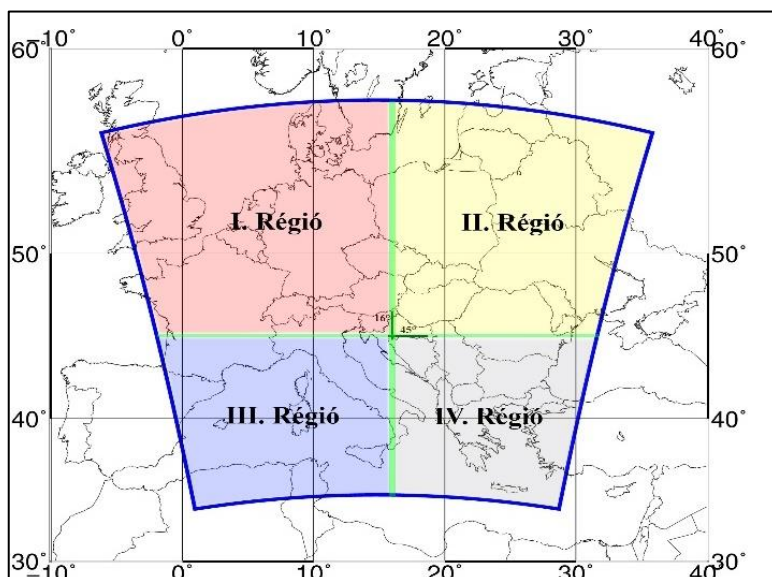
Az eredmények ismertetésénél elsőként a meghatározott backward trajektóriák csoportosítási elveit mutatom be, mely során következtetéseket vonok le az egyes trajektória pályák jellemző útvonala és hossza kapcsán. Ugyanis az előbb említett két tényező befolyásoló hatással bír a csapadék stabilizotóp-összetétel szempontjából (*Breitenbach et al.*, 2010). Ezt követően egy rácsponti analízist hajtok végre, melyben azt vizsgálom, hogy a trajektóriák, mely rácspontokat metszették útjuk során a leggyakrabban. A következő egységben a felhőben lévő hidrometeorok és a vízgőz keverési arányát, illetve a mért és modellezett meteorológiai állapothatározókat hasonlítom össze az izotóp-összetételekkel. Azt ezt követő részben a szárazföldi, illetve a tengeri hozzájárulást becslem a légköri nedvesség tartalomban, a különböző trajektóriák mentén. Végül a feltételezett forrásrégiók és a stabilizotóp-összetételek viszonyát ismertetem öt darab kiemelt esetre.

4.1. Trajektóriák csoportosítása

A trajektóriák csoportosításra napjainkban rengeteg numerikus eljárást és algoritmust alkalmaznak (*Lee et al.*, 2008; *Mlích et al.*, 2009). Ezen módszerek általában bonyolult numerikus feltételeket és számításokat használnak fel a klasszifikáció végrehajtására. *Bottyán et al.* (2013; 2017) tanulmányaiban a csoportosítás során a trajektóriákat a forrásrégiójuk alapján osztályozta a szektoranalízis módszerével, melynél a trajektóriákat abba a csoportba sorolta, ahol útjuk döntő szakaszában haladtak. Ezzel szemben munkám során a trajektóriákat a kiindulási koordinátáik szerint csoportosítottam. Ezt oly módon hajtottam végre, hogy meghatároztam a legelső időponthoz tartozó koordinátákat azoknál a trajektória szinteknél, melyeknél ez rendelkezésre állt (547 darab). Ez a fajta csoportosítás csak a legtöbb időlépcsővel rendelkező (leghosszabb) trajektóriákat foglalta magában.

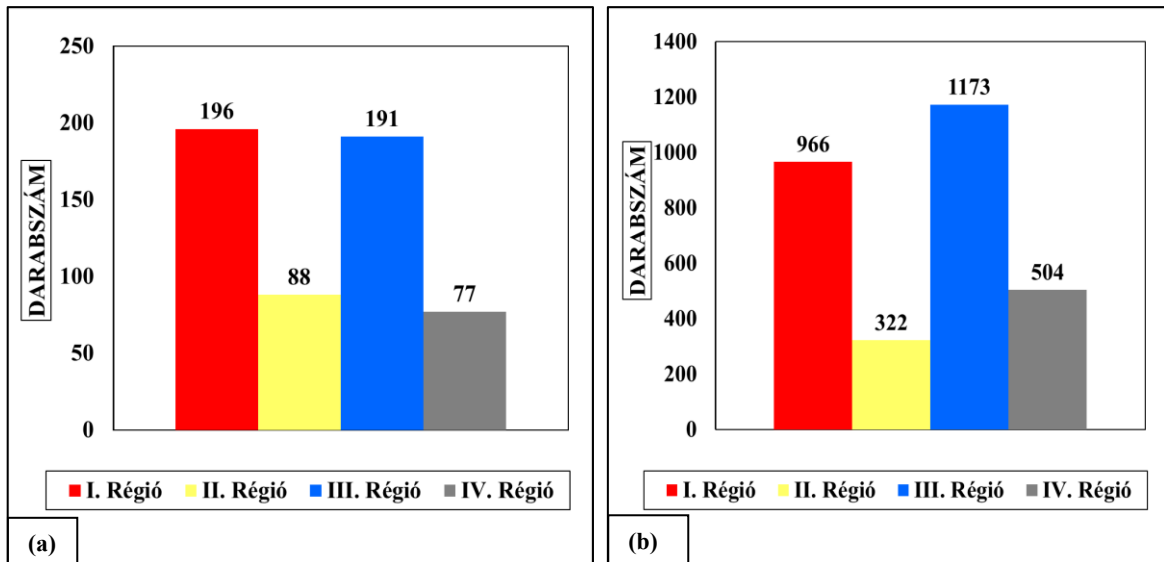
Annak érdekében, hogy a különböző hosszúságúakat is figyelembe vegyem szűrőfeltételeket alkalmaztam, amelyek szintenként az első elérhető időponttól reprezentálták az útvonalakat. Az így megkapott eseteket (2965 darab) a továbbiakban csak „összes”, míg az előbbit „leghosszabb” trajektóriaként nevezem. Ezen fajta elkülönítés azért is hasznos volt, mivel a hosszabb útvonalon haladó trajektóriákra általában több hatás is megjelenhetett egyidejűleg.

Ezt követően azt vizsgáltam, hogy az adott trajektória melyik az általam meghatározott régióba tartozik. A modell régiókat a 15. ábrán mutatom be. A terület kijelölése, oly módon történt, hogy figyelembe vettem a hat mérőállomás elhelyezkedését és kifejezetten ügyeltem a domborzati hatásokra, mint például az Alpok hegység, ugyanis e hatás is befolyásolhatja az izotóp-összetételt (Kendall & Coplen, 2001; Bottyán et al., 2017).



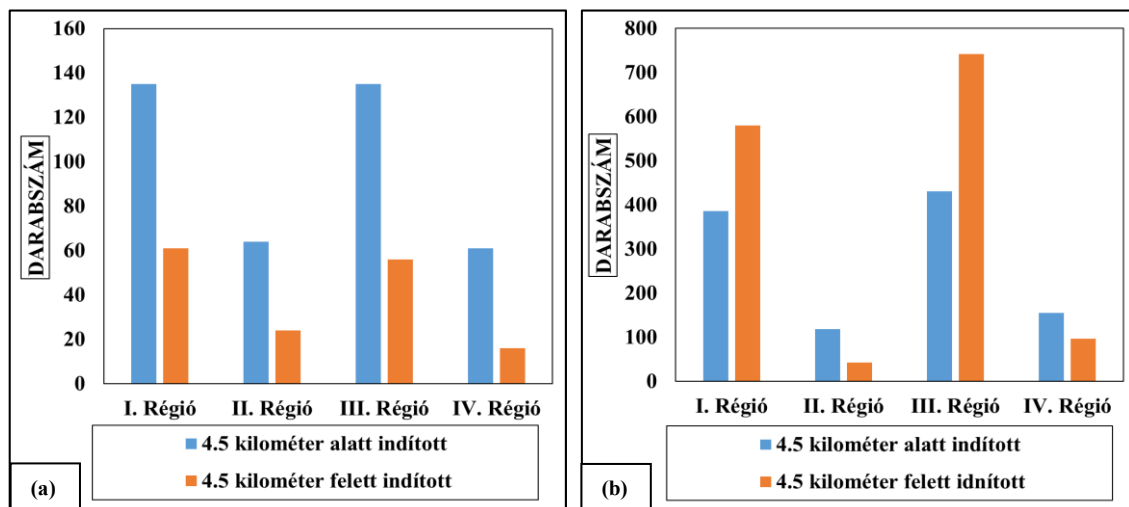
15. ábra: A négy fő régió elhelyezkedése a WRF modell területen.

A leghosszabb trajektóriák régiónkénti eloszlását tekintve (16a. ábra) látható, hogy az első (196 darab), illetve a harmadik (191 darab) régió dominál. Ez az összes esetre (16b. ábra) is igaz csak a legnagyobb elemszám (1173 darab) a harmadik régiónál szerepel. Ez nem meglepő, hiszen a legtöbb esetben a nedvesség a nyugat felől érkezik, melyet leggyakrabban az atlanti, illetve a mediterrán térségből származó alacsony nyomású képződmények szállítanak a térségbe. A második régióba tartozó trajektóriák jellemzően Skandinávia felől hozzák a nedvességet, de itt már megemlíthető a helyi hozzájárulás is, ami a lokális konvektív rendszerekhez köthető. A negyedik régióban tapasztaltam a legkisebb esetszámokat. Itt jelentősebb nedvesség forrásként a Fekete-tengert lehet kiemelni. Az egyes trajektóriák útvonalában természetesen előfordult, hogy egyidejűleg több régió is áthaladt.



16. ábra: A trajektóriák régiókénti eloszlása, a) leghosszabb, b) összes trajektóriák szerint.

A trajektóriákat adott magassági szintek szerint is vizsgáltam, melyet a 17a. és 17b. ábrán szemléltetek. A kétfajta módszerrel előállított trajektóriákhoz hasonlítottam össze a 4,5 kilométer feletti és alatti szinteket. A leghosszabb trajektóriák esetében elmondható, hogy az alacsonyabb szintről indítottak dominálnak, amely annak köszönhető, hogy a légkör alacsonyabb szintjeiben található a nedvesség legnagyobb része. Az összes esetben az első és harmadik régióban viszont a magasabb szintekről indulók vannak többségben. Ez az domborzati viszonyoknak tulajdonítható, mivel magasabb szintre kerülnek a nagyobb légköri nedvességgel rendelkező rétegek. Ebben a térségben jellemzően a rövidebb útvonalú és jól definiálható pályák domináltak.

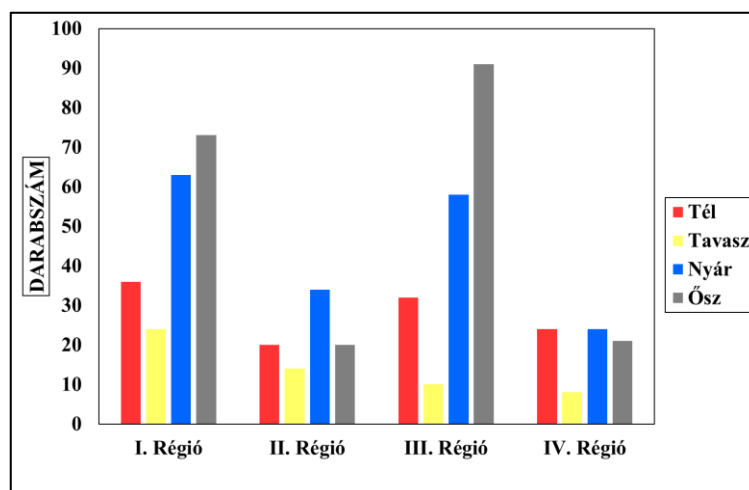


17. ábra: A trajektóriák régiókénti és magasság szerinti eloszlása:

a) leghosszabb, b) összes esetre vonatkozólag.

A régiókat évszakok szerint is csoportosítottam a leghosszabb esetekre vonatkozólag (18. ábra). Az első és harmadik régióban döntően a nyári és az őszi esetek domináltak, mely jó összhangban van azzal, hogy ezekben az időszakokban főleg az atlanti és a mediterrán térség felől érkező ciklonokhoz köthető csapadékhullás dominál Magyarország területén. A legkisebb esetszám a tavaszi időpontokra volt jellemző, melynek a magyarázata az, hogy az ebből az időszakból származó trajektóriák jellemzően kisebb hosszúsággal rendelkeztek a többinél.

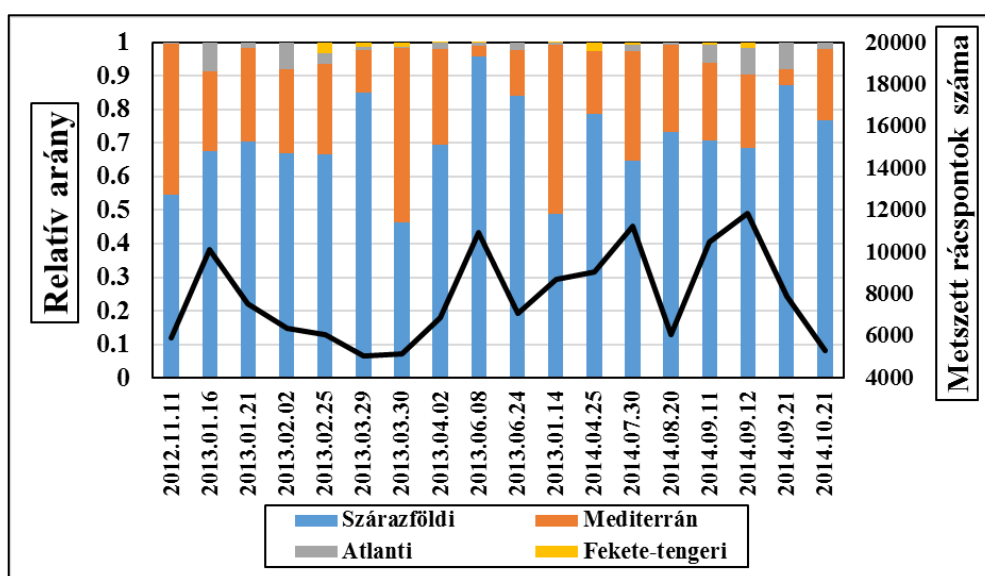
Összességében tehát elmondható, hogy a vizsgált időpontokra vonatkozólag a légköri nedvesség alapján meghatározott trajektóriák útvonala közép-európai és a mediterrán térség mentén húzódott. Szintbéli eloszlásukat tekintve a pálya hossza döntően befolyásolta azt, hogy 4,5 kilométer alatt vagy ezen magasság felett helyezkednek-e el.



18. ábra: A trajektóriák évszakonkénti eloszlása a leghosszabb trajektóriák mentén.

Az imént részletezett csoportosítás nem tett különbséget azoknál az eseteknél, ahol egy rácspontot több trajektória is metszett egyidejűleg. A következőkben egy olyan fajta csoportosítási elvet ismertetek, melyben egy rácspontbeli információ csak egyszer szerepel. Ezen módszernél különbséget tettem a szárazföld és a három tengeri felszín (Atlanti-óceán, Mediterrán- és Fekete-tenger) között. Tehát ha a trajektória pályák haladásuk során áthaladtak valamely felszín típus felett, akkor az hozzáadódott az adott típus arányához. Ezzel a fajta csoportosítással tehát arra kerestem a választ, hogy az egyes felszíneket mily mértékben metszték a trajektóriák. Az eredményeket a 19. ábrán szemléltetem. A bal oldali skálán az egymáshoz viszonyított megoszlás látható normalizált alakban. Megfigyelhetünk olyan eseteket is (pl.: 2013.06.08.), ahol a szárazföldi rácspontok aránya kiemelkedően nagy.

Az áthaladási rácspontok számát a jobb oldali skálán szemléltetem. Ennek a mennyiségnek az ismeretében a nagytérségi áramlási rendszerek sebességére lehet következtetni. Ott, ahol nagy a rácspontok száma, alacsony sebességek voltak jellemzők, hiszen a nagy áramlási sebesség hatására csökken a trajektória „domainen” belüli megtett útja. Az így megkapott eredményeket összehasonlítottam az adatok bemutatásánál ismertetett, szubjektív módon meghatározott áramlási rendszer csoportosítással is. A kapott eredmények tükrében elmondható, hogy kielégítő módon megegyeztek a kapott értékek. Továbbá ezt a fajta csoportosítást az eredmények egy későbbi részénél, melynél a szárazföldi és tengeri hozzájárulás becslését végeztem el, szintén felhasználtam.



19. ábra: Az egyes felszínek megoszlása és a metszett rácspontok darabszáma.

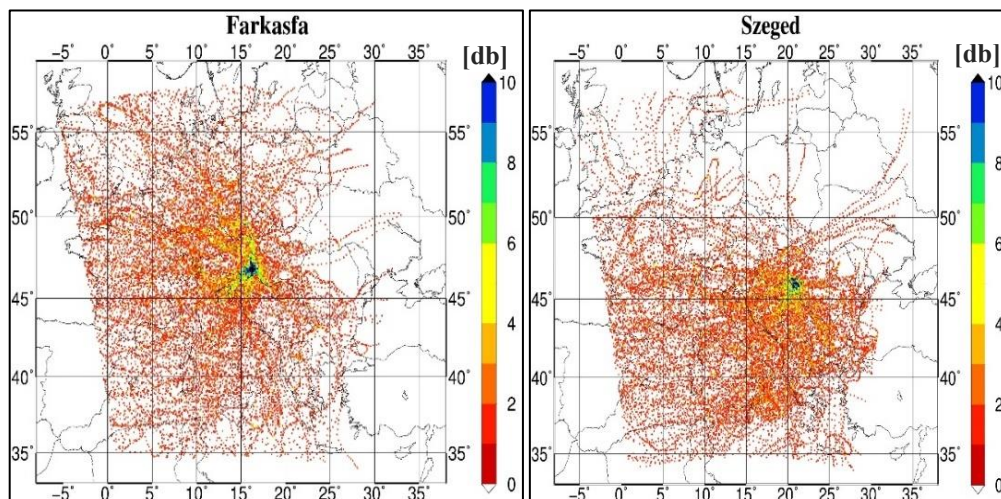
4.2. A trajektóriák rácsponti analízise

A rácsponti analízis során azt vizsgáltam, hogy egy adott rácspontba hány darab trajektória esik, illetve melyek a leggyakrabban előforduló rácspontok. A meghatározott gyakoriságokat GMT térképen jelenítettem meg a modell területre vonatkozólag, melynél a jobb oldalt található színskála az egy rácspontra eső trajektóriák gyakoriságát mutatja. Egy rácspontra jutó trajektóriák maximális száma 26 darab volt.

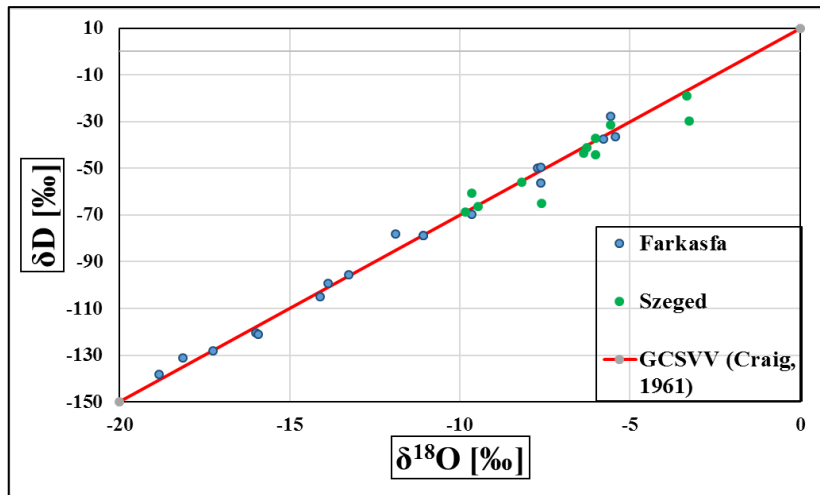
A vizsgált trajektóriák irányultsága jellemzően délnyugati komponensű volt. A pécsi állomásnál viszont inkább nyugatias irányultság dominált. Továbbá ennél az állomásnál kirajzolódott, hogy az Alpok vonulata térségében nagyobb a trajektóriák

gyakorisága, mely az orográfia hatásával magyarázható. A farkasfai állomásnál tapasztaltam a leggyakoribb északi irányból érkező pályavonalakat (20a. ábra). Az ebből az irányból érkező trajektóriák sajátossága, hogy az útvonalat szintén a domborzati hatások befolyásolták. A pálya vonala az Alpok-hegység keleti része, illetve az Északnyugati-Kárpátok közötti viszonylag alacsonyabb magasságú területen át haladt a legnagyobb gyakorisággal. A legtöbb keleti irányból érkező pálya a szegedi, illetve a K-pusztai állomásra volt jellemző. A szegedi állomás sajátossága, hogy nagyon gyakoriak voltak a Fekete-tenger irányából jövő pályák (20b. ábra). Ha megvizsgáljuk a $\delta^{18}O$ és δD értékét szemléltető 21. ábrát látható, hogy mennyire elkülönülnek ezen állomásról származó stabilizotóp értékek a farkasfai állomástól. A GCSVV-on való elhelyezkedése szempontjából látható, hogy a magasabb értékek fele orientálódik. Az elhelyezkedést azonban az is befolyásolta, hogy a szegedi állomásra vonatkozóan kevesebb csapadékesemény történt a vizsgált időszakban, illetve a téli mérések hiányoznak, melyek a negatívabb tartomány felé esnének. Így nem mondható ki teljesen bizonyossággal a fenti összefüggés, de az átlagos stabilizotóp-összetételt figyelembe véve elmondható, hogy Farkasfát jellemezték a negatívabb értékek.

Ha összevetjük az 1. ábrával akkor látható, hogy nagyfokú egyezést mutatnak a stabilizotóp értékek, tehát melegebb és partközeli, nagy nedvesség tartalommal bíró térség lehetett a feltételezett forrásrégió.



20. ábra: Trajektóriák gyakoriság térképe: a) Farkasfára b) Szegedre.



21. ábra: A két mérőállomáson mért stabil-izotóp értékek aránya és a GCSVV elhelyezkedése

4.3. Modellbeli állapotváltozók összehasonlítása az izotóp összetétellel és a deutérium-többlettel

Diplomamunkám elkészítése során a felhőben lévő hidrometeorok (felhő-, csapadék-elemek, hó, jég) és a vízgőz keverési arányának hányadosát is kiszámítottam, amit a WRF modell segítségével hajtottam végre a trajektóriák mentén. A stabilizotóp-összetételek ($\delta^{18}\text{O}$, δD) és a deutérium-többlet paraméter minden esetre és állomásra álltak a rendelkezésemre. Emiatt az összehasonlítás érdekében a hidrometeorok összegzett hatását vettem figyelembe. Az összegzett trajektóriákon kívül, a specifikus nedvesség alapján kiválogattam a legtöbb nedvességet szállító trajektóriákat is. Elsőként az egyes stabilizotópokra vonatkozóan vonok le következtetéseket a vízgőz keverési aránya és a hidrometeorok tekintetében. A keverési arányon kívül az izotópterékeket mért, illetve modellezett mennyiségekkel is összehasonlítom. Végül a deutérium-többlet paraméterre vonatkozólag vizsgálom az előbb említett arányosságokat és állapotváltozókat.

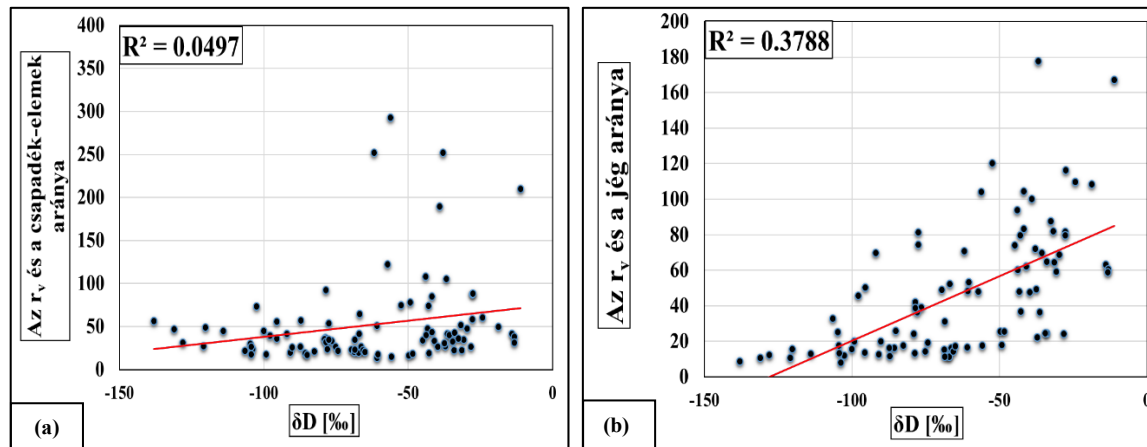
4.3.1. A δD érték és az egyes meteorológiai paraméterek közötti összefüggés

Elsőként a csapadék-elemek és a vízgőz keverési arányának (r_v) viszonyát ismertetném a δD értékekkel (22a. ábra). Látható, hogy közel azonos δD értékek mellett átlagosan 100-nál magasabb arányossági tényező öt szignifikáns értéket kivéve nem szerepel, mely egy összetett hatás következménye, ami Rayleigh-disztillációval magyarázható. Ezen izotóp-frakcionációs folyamat során elsőként megindul a kondenzáció,

majd a csapadékhullás. A felhőben egy közel egyensúlyi frakcionációs folyamat történik a vízgőz és a folyékony víz között és egyre nagyobb arányban lesznek D és ^{18}O atomok a kondenzálódott vízben (Clark & Fritz, 1997). Tehát párolgás során alacsony δD tartalommal rendelkező vízgőz képződik és a további csapadéktevékenység során, inkább a nehezebb (több deutériumot tartalmazó, magasabb δD -al jellemezhető) cseppek esnek ki a felhőből. A fent említett hatás következményeként láthatjuk a viszonylag konstans értékeket. A két mennyiség korrelációs együtthatója így alacsony, 0,05 körüli.

A többi felhőben lévő hidrometeorokra vonatkozó eredményeket vizsgálva azt tapasztaltam, hogy a korrelációs együtthatók értékei a hó, a felhő-elemek és jég sorrendre vonatkozólag, folyamatosan emelkedő tendenciát mutattak. A legnagyobb mértékű növekedés a jég és vízgőz arányból megállapított eredményekre állt fent (22b. ábra).

Így elmondható, hogy a csapadék-elemek kivételével az egyes felhőt alkotó komponensek és a vízgőzhez keverési arányához viszonyított hányados növekedése egyenesen arányos a δD értékek növekedésével. A megjelenő szignifikáns eredmények a 2013.06.08-as időponthoz tartoznak, melyet majd az eredmények ismertetésének egy későbbi szakaszában részletesen is elemzek.

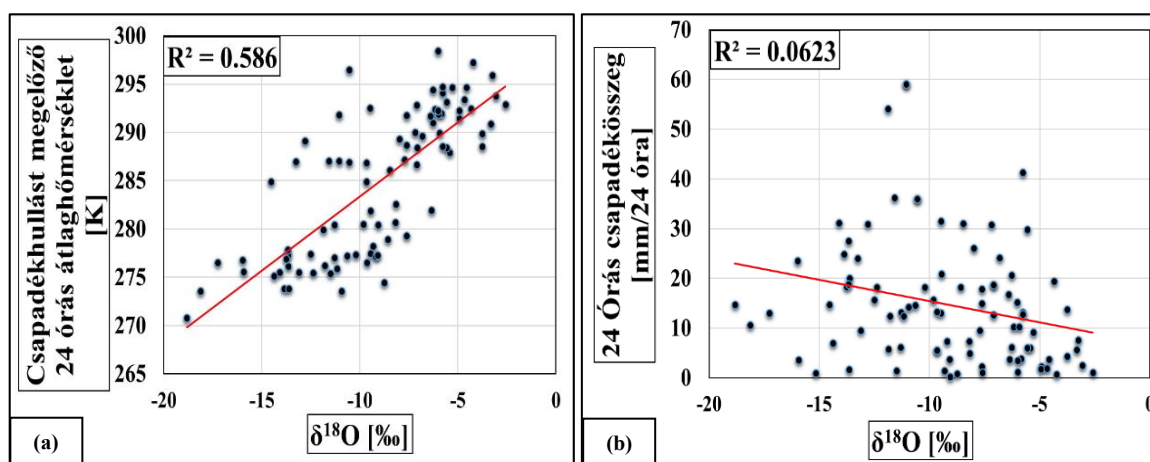


22. ábra: A különböző arányok összevetése a δD izotóp értékekkel:
a) vízgőz és csapadékelemek, b) vízgőz és jég.

4.3.2. Az $\delta^{18}O$ érték és az egyes meteorológiai paraméterek közötti összefüggés

A $\delta^{18}O$ -nal való összehasonlítás során hasonló eredményeket kaptam, mint a fent említett δD -nál, mely szintén a Rayleigh-disztillációval áll szoros kapcsolatban. A $\delta^{18}O$ értékeinek változását befolyásolhatja a csapadék mennyisége, illetve a hőmérséklet (Dansgaard, 1964). Ennek hatására azt is vizsgáltam ennél az izotópnál, hogy a vizsgált

időpontokban, milyen kapcsolat létesíthető e két paraméter között. A hőmérsékleti értékeket WRF modell eredményekből határoztam meg, a csapadékhullást megelőző 24 óra átlaghőmérsékleteiből. Továbbá a csapadéokra pedig a mért 24 órás csapadékösszegeket használtam fel. A hőmérsékleti értékeket tekintve (23a. ábra) elmondható, hogy a hőmérsékleti értékek növekedésével nő a $\delta^{18}O$ értéke is és egyenes arányosság tapasztalható. Ez a „hőmérsékleti” hatásnak tulajdonítható. A meghatározott értékek közötti korrelációs együttható 0,58. A csapadéokra vonatkozóan nem tapasztaltam számottevő összefüggést a két vizsgált paraméter között az összes időpontot figyelembe véve (23b. ábra). A korrelációs együttható értéke is alacsony maradt (0,06). Az értékek -15 ‰ és -5 ‰ körül alakultak. A bővebb csapadékot hozó esetekben (azt feltételezve, hogy ekkor volt intenzív csapadékhullás) áttekintve az Országos Meteorológiai Szolgálat (OMSZ) napijelentés kiadványait, azt tapasztaltam, hogy az alacsonyabb $\delta^{18}O$ értékeknél zápor, zivatar és heves időjárási események voltak jellemzők. A „mennyiségi” hatás a mintavételezés módja miatt (24 órás csapadékmérések), nem mutatható ki teljes mértékben az összes esetre vonatkozóan, de a negatívabb $\delta^{18}O$ értékeket ennek a hatásnak tulajdonítottam.



23. ábra: a) csapadékhullást megelőző 24 órás átlaghőmérséklet, b) a 24 órás csapadékösszeg és a $\delta^{18}O$.

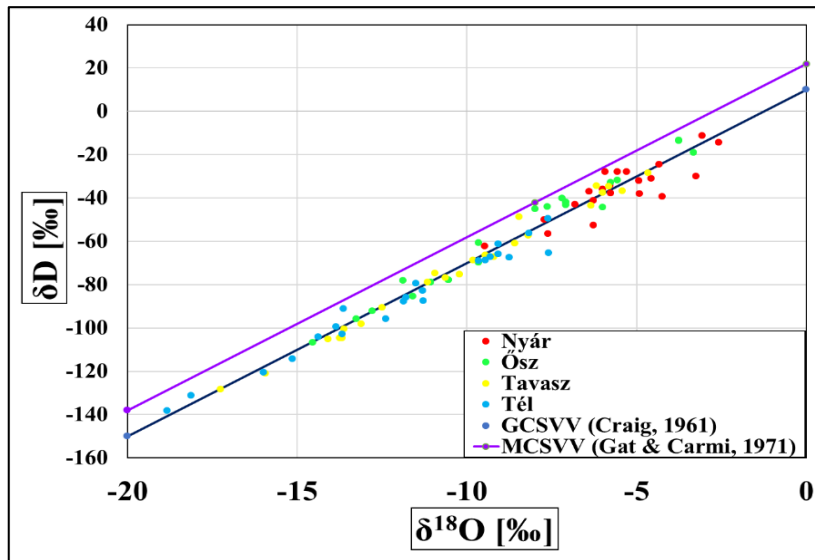
4.3.3. Deutérium-többletre vonatkozó eredmények

A harmadik vizsgált paraméterem a deutérium-többlet volt, amit elsőként a hidrometeorok és a vízgőz keverési arányával vettem össze, melyet kétféleképpen vettem figyelembe. Az első esetben az összes trajektória mentén, míg a második esetben csak a legnedvesebb trajektóriák mentén meghatározott eredményekkel végeztem

összehasonlításokat. Ezen összehasonlítás során arra kerestem a választ, hogy van-e kapcsolat a nedvességtartalom és a deutérium többlet értékei között. A meghatározott eredmények értelmezése után megállapítottam, hogy a kétfajta módon elvégzett összehasonlítás során nincs lényegi eltérés a két érték között. A deutérium-többlet paraméter értékei átlagosan 5 ‰ – 10 ‰ körül alakulnak és a többféle módon is meghatározott arányokkal nem tapasztaltam összefüggést. Ennek következtében a vizsgált adatsorban nem tapasztaltam számottevő változást a nedvességtartalom tekintetében. Továbbá a deutérium többletet összevettem számos mért és modellezett mennyiséggel is, de jelentős korrelációt sehol sem állapítottam meg. Ennek feltételezett oka, hogy a deutérium-többletbéli változásokat jellemzően folytonos (napi vagy órás) mérésekkel lehet kimutatni (*Breitenbach et al., 2010; Bostrikov et al., 2014*), esetünkben pedig csak egyes időpontokra álltak rendelkezésre adatok.

4.4. A vizsgált stabilizotópok elhelyezkedése a csapadékvíz-vonalakon

Ezen alfejezetben a $\delta^{18}O$ és δD izotópok egymáshoz viszonyított kapcsolatát vizsgálom az egyes évszakokra vonatkozólag, kétfajta csapadékvíz-vonalhoz. A dolgozatomban felhasznált stabil izotópok egymáshoz viszonyított korrelációs együtthatója nagyon nagy, 0,97 volt. A már említett GCSVV mellett most a mediterrán csapadékvíz-vonalat (MCSVV) (*Gat & Carmi, 1971*) is ábrázoltam (24. ábra). Utóbbi lokális csapadékvíz-vonal a kelet-mediterrán térségből származó mérési eredmények alapján lett definiálva. Látható, hogy a mediterrán a globális csapadékvíz-vonal felett helyezkedik el, ami annak a következménye, hogy a Földközi-tenger feletti levegő relatív páratartalma kisebb, mint a világtengereké (*Gat & Carmi, 1971*), amely eredményeképpen magasabb deutérium-többlettel jellemezhető pára jön létre. A megjelenítés során az évszakokat külön színnel jelenítettem meg. Az 1. ábrával szoros összhangban jól elkülöníthetők a téli, illetve a nyári időszakból származó izotóp-összetételek. Azon eseteknél, melyek a GCSVV felett helyezkednek el jellemzően szárazabb forrásterület felől származott a csapadék. Ezen hatás jellemzően a zárt medence jellegű csapadékoknál fordul elő és főleg a nyári és őszi eseteknél volt domináns tényező. Így a MCSVV-t megközelítő estek a mediterrán térség hatását reprezentálják, melyből arra lehet következtetni, hogy a csapadék forrásrégiója is ebben a térségben volt. A leggyakrabban az őszi és nyári esetek húzódtak közel ezen vízvonallhoz. Ennek a magyarázata a szinoptikai eseményekhez köthető, mivel ezekben az időszakokban jellemzően mediterrán eredetű képződmények alakítják hazánk időjárását.



24. ábra: A $\delta^{18}O$ és δD értékek a GCSVV és a MCSVV-hoz viszonyítva.

4.5. Szárazföldi és tengeri hozzájárulás a légköri nedvességtartalomban

A diplomamunkám célkitűzései közé tartozott, hogy egy közelítő becslést adjak arra, hogy mekkora a szárazföldi, illetve tengeri hozzájárulás a trajektóriák mentén a nedvességtartalomban. A becsléshez elsőként előállítottam az összes időlépcső és szint szerint összegzett, kihullható víztartalom változást (δw_p). Továbbá meghatároztam a csak a határrétegen belül haladó trajektóriák menti szárazföldi (δs_{zf}), illetve tengeri (δt_p) párolgás összegét. Ezek után minden esetre és állomásra vonatkozóan az alábbi összefüggések segítségével kétféle módon számoltam ki a különböző felszínek (szárazföldi és tengeri) feletti hozzájárulásokat:

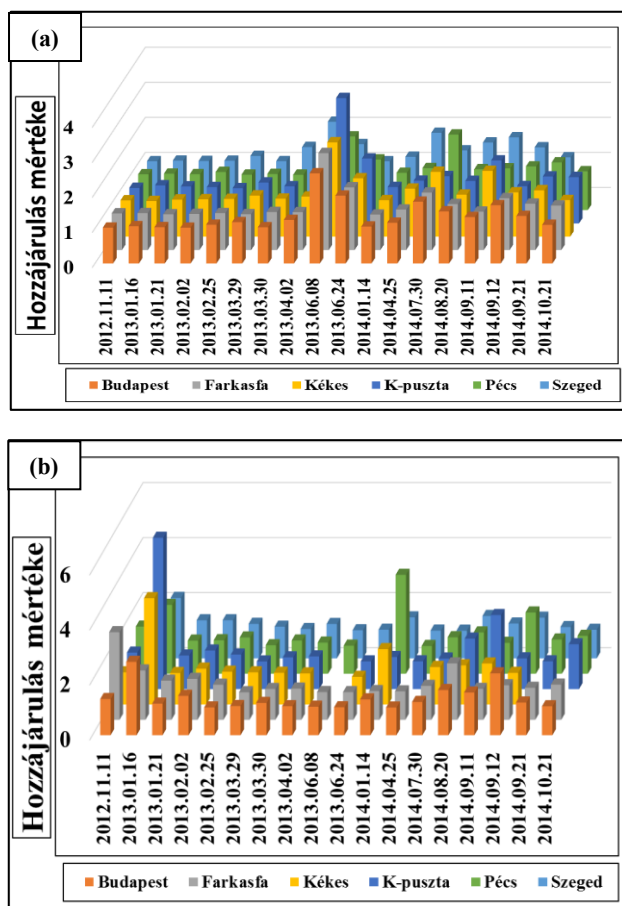
Szárazföldi hozzájárulás:

$$\frac{\delta w_p + \delta s_{zf_p}}{\delta s_{zf_p}} \text{ és } \frac{\delta w_p + \delta s_{zf_p}}{\delta w_p} \quad (4)$$

Tengeri hozzájárulás:

$$\frac{\delta w_p + \delta t_p}{\delta t_p} \text{ és } \frac{\delta w_p + \delta t_p}{\delta w_p}. \quad (5)$$

A 25a. ábrán láthatók a kihullható víztartalom változással (δw_p) való leosztást követően meghatározott eredmények a szárazföldi hozzájárulás tekintetében. Jellemzően a nyári eseteknél szerepelnek a nagyobb értékek. A 2013.06.08-án látható egy szignifikáns eset, melynél a legnagyobb értékeket tapasztaltam. A magyarázat a trajektóriák útvonalában és a helyi hatásokban keresendő. A pályavonalak döntően a szárazföldi felszínen haladtak ebben az időpontban, mely jó összhangban van a korábban ismertetett 19. ábrával. Kiugrást mutattak még a 2014.07.30., 2014.08.20. és 2014.09.12-én meghatározott eredmények. Ez a szinoptikus helyzettel magyarázható. Ezekben az időpontokban jellemzően helyi záporok, zivatarok és heves viharok alakultak ki a térségben és ezek befolyásolták a felszintípus mellett a hozzájárulás nagyságát. A 25b. ábrán hasonló struktúrában szemléltetem az eredményeket, melyeknél csak a tengeri hozzájárulást jelenítettem meg. A várakozásoknak megfelelően egy fordított képet látunk, tehát ahol alacsonyabb volt a szárazföldi hozzájárulás, ott tapasztalhatók a legnagyobb mértékű tengeri hozzájárulások. Tehát elmondható, hogy amilyen felszintípus mentén haladt útja során nagyrészt a trajektória, az döntően befolyásolta a hozzájárulás mértékét.



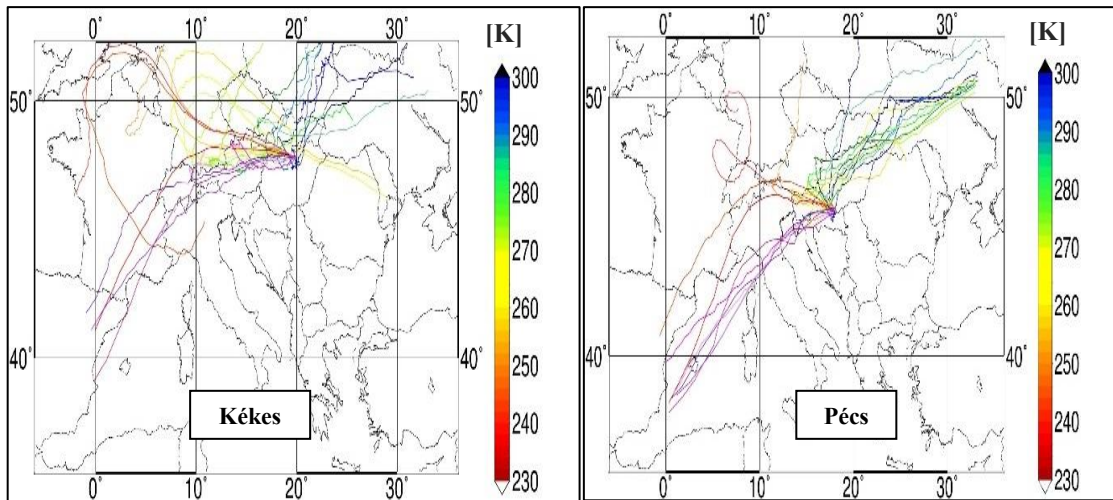
25. A hozzájárulások mértéke az egyes esetekre és állomásokra vonatkozólag:
a) szárazföldi b) tengeri hozzájárulások tekintetében.

A következőkben a 2013.06.08-ra vonatkozó szignifikáns eset elemzését hajtom végre, melynek során a helyi rendszerek stabilizotópokra való hatását vizsgálom. A szinoptikus helyzetet tekintve nem volt számottevő, markáns ciklon-, és fronttevékenység a térségben. Európa nagy részén inkább anticiklonális hatások domináltak. A Fekete-tenger térségében helyezkedett csak el egy alacsony nyomású képződmény, mely kedvező feltételeket teremtett a záporok, zivatarok kialakulásának. Hazánk időjárását tekintve elmondható, hogy többnyire erősen felhős borult időjárás volt jellemző, helyi záporokkal néhol erős szellőkésekkel. A csapadékszóna mozgása az Alföld felől a nap folyamán fokozatosan áterjedt a dunántúli területekre. Az erre az időpontra, a vizsgált mérőhelyeken jellemző főbb szinoptikus meteorológiai paramétereket az 1. táblázat foglalja magában. A hőmérséklet 18 és 27 °C között alakult, mely az esti órákban egy északkelet felől érkező újabb csapadéksáv hatására 11 és 15 °C közé hűlt.

Állomás	Átlag h. [°C]	Max. h. [°C]	Min. h. [°C]	Csapadék [mm/24h]	Nyomás [hPa]	Szélirány	Szélsseb. [Km/h]	Borultság
Budapest	21,5	27,4	15,6	0,8	1014	351°(É)	5	4/8
K-pusztá	20,4	26,4	14,5	0,0	1013,9	353°(É)	8	2/8
Kékes	14,6	17,8	11,4	30,4	925	14°(É)	10	4/8
Farkasfa	19,1	25,5	12,7	14,8	1015,2	343°(É)	5	-
Pécs	19,4	25,4	13,4	2,3	1014,4	298°(ÉNY)	7	5/8
Szeged	20,9	26,9	14,9	0,0	1013,2	337°(ÉNY)	9	3/8

1. táblázat: A 2013.06.08-ra vonatkozó fő szinoptikus adatok [5. – Meteomanz].

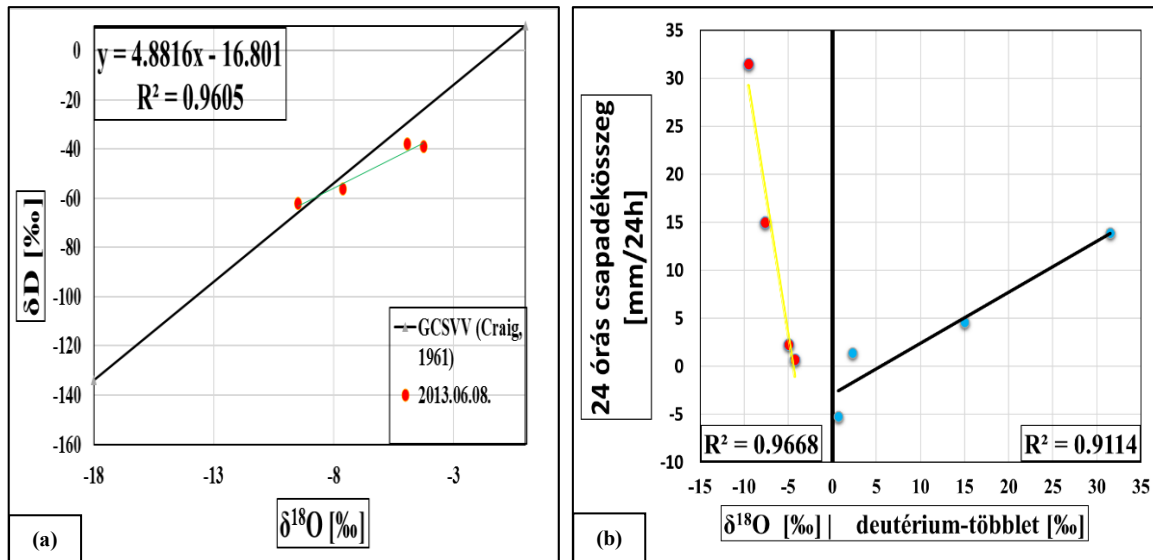
A helyi hatások mellett, mint említettem a hozzájárulás dominanciája a trajektória útvonala során metszett felszín típus függvénye is egyben. A RIP program segítségével előállított produktumokat tekintve elmondható erre az időpontra, hogy jellemzően szárazföldi felszín felett haladtak a pályavonalak (26. ábra). Az alacsonyabb szintről indított trajektóriák (magasabb hőmérsékletekről) jellemzően keleti irányból érkeznek, mely jó összhangban van a csapadéksáv mozgásával.



26. ábra: RIP program által előállított trajektóriák 23 indítási szintről a pécsi és kékesi állomásra 2013.06.08-án.

Az izotóp-összetétel tekintetében is vizsgáltam, hogy a helyi rendszerek, milyen hatással voltak a különböző paraméterekre ebben az időpontban. A GCSVV elhelyezkedés alapján elmondható, hogy jellemzően a csapadék-vízvonal alatt helyezkedtek el az értékek és az évszakra jellemző módon, a vonal tetején csoportosulnak (27a. ábra). Azok a pontok, melyek a GCSVV alá esnek jellemzően nagyobb másodlagos párolgást szenvedtek el. Ez főleg azon eseteknél jelentős, ahol kevesebb csapadék hullott. Ennek a hatásnak a következtében a visszamaradó esőcsepp bedúsul, izotóposan nehezebb lesz és a deutérium-többség értéke pedig kisebb, akár negatív is lehet. Ez látható a 27b. ábrán, ahol a nagyobb mennyiségű csapadékhoz, nagyobb deutérium-többség értékek társulnak. A két mennyiség közötti korreláció értéke 0,91 volt. Továbbá a deutérium többség értékeit a szárazföldi hozzájárulás nagysága is befolyásolja, így minél inkább a szárazföldi felszín dominál, annál nagyobbak a deutérium-többség értékek.

A $\delta^{18}O$ izotóp és a csapadékösszegek között erős korrelációt tapasztaltam. A korrelációs együttható értéke 0,96 volt. Ez a kapcsolat kisebb mértékben ugyan, de megjelent a többi helyi esetben is. Az ok, hasonlóan az előző fejezetekben említett „mennyiségi” hatásnak tulajdonítható (27b. ábra). A 4.3.2-es alfejezetben tapasztalt alacsony korreláció tehát annak köszönhető, hogy az összes esetet jelenítettem meg. Így az egyes időpontokra jellemző szignifikáns eredmények nem jelentek meg kellőképpen. Tehát, hogy ha csak a helyi eseteket vesszük figyelembe, akkor a korrelációs együttható értéke 0,47-re nő. Összességében elmondható, hogy a vizsgált helyi eseteknél, ahol a szárazföldi hozzájárulás domináns, erős összefüggés tapasztalható a csapadék mennyisége és a $\delta^{18}O$ között.

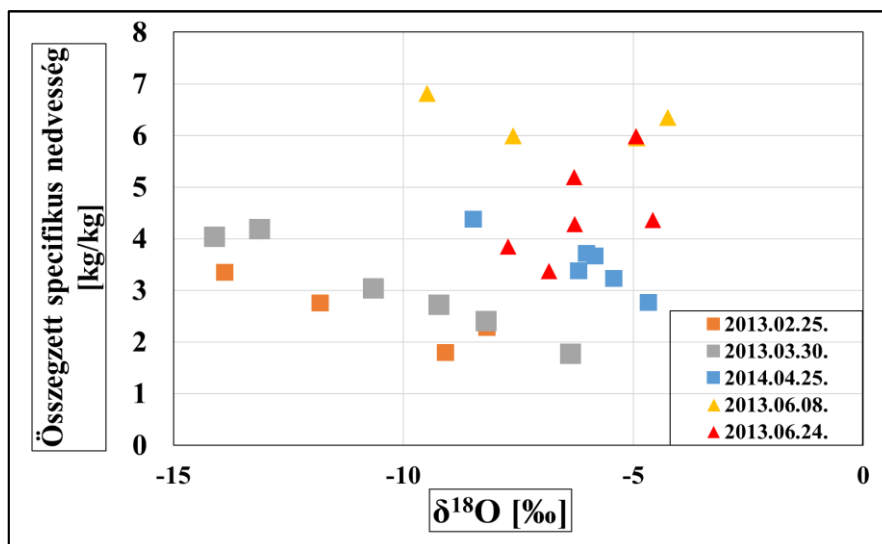


27. ábra: A 2013.06.08-as esetre vonatkozó a) δD és $\delta^{18}O$ értékek, b) a 24 órás csapadékösszeg és a $\delta^{18}O$ és deutérium-többlet értékek.

4.6 A feltételezett csapadék forrásrégiók és az izotóparányok viszonya

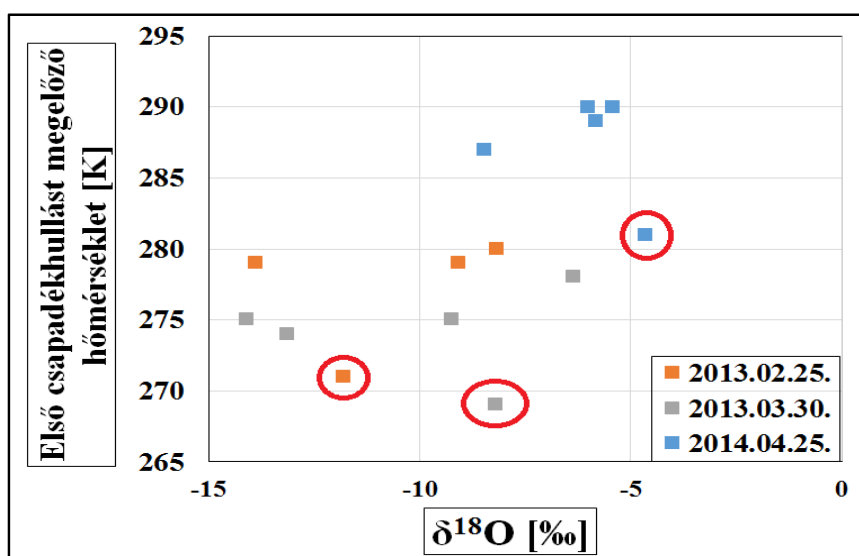
Dolgozatom e fejezetében a feltételezett csapadék forrásrégiók és az izotópok egymáshoz való viszonyát ismertetem. Mivel a leggyakrabban előforduló esetek a mediterránok és a helyiek voltak, így három darab mediterránt (2013.02.25., 2013.03.30., 2014.04.25.) és két darab helyit (2013.06.08., 2013.06.24.) vizsgálok, mely során a stabilizotópokat és a deutérium-többletet vetem össze a WRF modellből meghatározott produktumokkal, illetve a szinoptikus meteorológiai táviratokban meghatározott standard meteorológiai változókkal.

Elsőként a δD és $\delta^{18}O$ a trajektóriák mentén megállapított specifikus nedvességgel való viszonyát ismertetem (28. ábra). Mivel a két stabilizotópra vonatkozó ábrák nagy mértékben megegyeztek, így csak az egyik változóra ismertetem az eredményeket. Az ábrán mind az öt esetet egyszerre jelenítettem meg. Jól látható, hogy a három darab mediterrán eset jól elkülöníthető. Ezeknél jellemzően a specifikus nedvesség értékek 4 kg/kg alatt alakultak és negatívabb $\delta^{18}O$ értékek fordultak elő. A helyi eseteket magasabb specifikus nedvesség értékek jellemezték, ami a $\delta^{18}O$ értékekben is megjelent. A vizsgált eseteket tekintve elmondható, hogy a specifikus nedvesség és a $\delta^{18}O$ között fordított arányosság figyelhető meg. Tehát, minél nagyobb a specifikus nedvesség, annál negatívabb a $\delta^{18}O$ (δD).



28. ábra: Az összegzett specifikus nedvesség és a $\delta^{18}O$ egymáshoz viszonyított aránya a mediterrán és helyi esetekre.

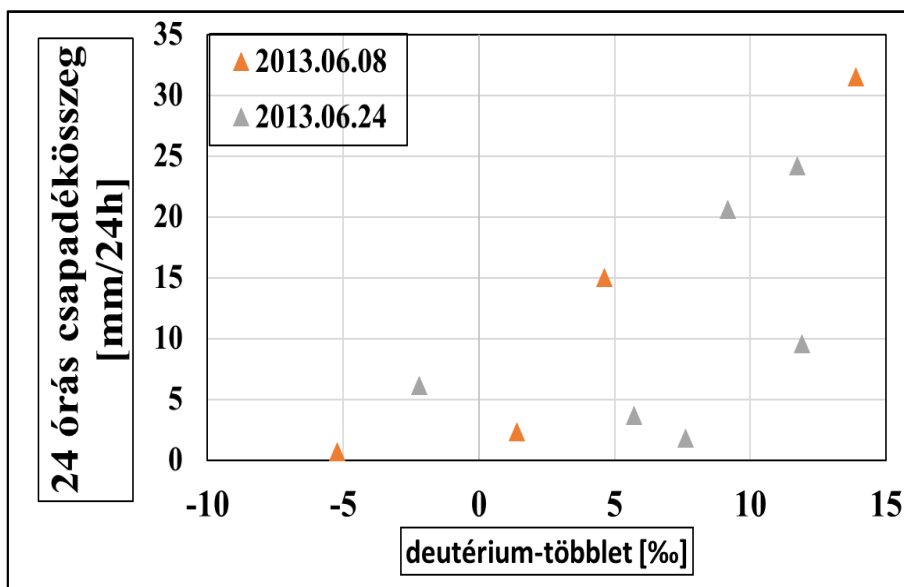
A következőkben a három mediterrán esetet vizsgálom a szinoptikus meteorológiai táviratokból meghatározott adatokkal. Az első csapadékhulláskor meghatározott hőmérséklet és a $\delta^{18}O$ látható a 29. ábrán. Megfigyelhető, hogy az előbbi fejezetekben említett „hőmérsékleti” hatás, a két érték között megjelenik az ábrán. Továbbá az is látható, hogy mind három esetnél jelentkezik egy szignifikánsan alacsony érték. Ez a kékesi állomás sajátossága, ugyanis ezen állomásnál minden esetnél lényegi különbség volt az első csapadékhullást megelőző hőmérsékletben, a többi állomáshoz viszonyítva. Tehát az előbb említett hőmérsékleti hatás megjelenik az izotóp összetételekben is.



29. ábra: Az első csapadékhullást megelőző hőmérséklet és a $\delta^{18}O$ egymáshoz viszonyított aránya.

Végül a deutérium-többlet értéket vizsgáltam a fent említett időpontokban. A specifikus nedvességgel való összevetés során nem tapasztaltam semmilyen kapcsolatot a két érték között. A csapadék hullás megelőző három órában mért relatív nedvesség átlaga és a deutérium-többlet paraméter vizsgálatakor egy enyhe fordított arányosságot tapasztaltam, de a kevés mintából nem lehetett egyértelműen megállapítani, hogy van-e számottevő kapcsolat a két érték között. További összehasonlítást végeztem még számos meteorológiai állapothatározóval, mint például: különböző hőmérsékletek (csapadék hullás előtti, közbeni, átlag), csapadékmennyiség, párolgás és specifikus nedvesség, de számottevő összefüggést nem tapasztaltam. Ez feltehetően a már említett adatstruktúrának volt köszönhető.

Összefüggést tapasztaltam viszont a csapadék mennyisége és a deutérium-többlet paraméter között. Ez feltehetően a már említett másodlagos párolgással hozható kapcsolatba. Ott, ahol kevesebb mennyiségű csapadék hullott jellemzően kisebb deutérium-többlet értékek voltak jellemzők. Ez annak köszönhető, hogy a másodlagos párolgás jellemzően a kisebb mennyiségű csapadéknál érezteti a hatását. A legnagyobb mértékű korrelációt itt a helyi (2013.06.08, 2013.06.24.) eseteknél tapasztaltam (30. ábra). Ez annak is köszönhető, hogy ezekben a helyzetekben főleg lokális csapadék hullás volt jellemző. Ezekben az esetekben jellemzően kevés csapadék hullott, így elősegítve a párolgást, melynek hatására negatívabb deutérium-többlet értékek jelentek meg.



30. ábra: A 24 órás csapadékösszeg és a deutérium-többlet kapcsolata a helyi eseteknél.

5. Összefoglalás

Diplomamunkámban a WRF modell szimulációk eredményeit és a RIP program segítségével meghatározott, a légnedvesség útvonalát reprezentáló backward trajektóriákat vettem össze a rendelkezésemre álló stabilizotóp-összetélt tartalmazó adatbázissal. A WRF szimulációkat 18 este vonatkozólag végeztem el, melyeket különböző kritériumok alapján választottam ki, mint például a lehullott csapadék mennyisége és feltételezett forrásrégiója. A modell produktumokból a RIP program segítségével 23 vertikális szintre és hat állomásra (Farkasfa, Pécs, K-pusztá, Szeged, Budapest, Kékes) hajtottam végre a trajektória számításokat.

Az eredmények ismertetésénél elsőként kétféle trajektória csoportosítást hajtottam végre. Az első fajta csoportosítás során négy modellrégiót különítettem el, ügyelve az állomások elhelyezkedésére, a domborzati viszonyokra és arra, hogy mind a szárazföldi és mind a tengeri felszín típus beleessen a vizsgált területbe. Továbbá a meghatározott trajektóriákat hosszúságuk szerint két csoportba osztottam. A régiók közül az első és a harmadik régió dominált, mely azzal magyarázható, hogy a trajektóriák irányultsága jellemzően nyugati, délnyugati volt. Továbbá a magasságok és évszakok szerint is csoportosítottam a trajektóriákat. A magassági elkülönítésnél azt az eredményt kaptam, hogy a trajektória pályák hosszúsága döntően befolyásolta azt, hogy melyik magassági csoportba tartoznak. A második típusú elkülönítésnél a fő szempont az volt, hogy egy rácspontbeli információ csak egyszer szerepeljen. Ennél a fajta elkülönítésnél szárazföldi és három tengeri felszín típus szerint végeztem a csoportosítást, melynél arra a megállapításra jutottam, hogyha a szárazföldi felszín dominál, akkor jellemzően a helyi hatások által befolyásolt esetek a jellemzők. Ezt a megállapítást az izotópösszetételek vizsgálata is alátámasztotta.

A következő egységben rácsponti analízist hajtottam végre a hat állomásra vonatkozólag, melyben arra kerestem a választ, hogy melyek azok a rácspontok, amiket a trajektóriák útjuk során a legtöbbször metszettek. A meghatározott gyakoriságokból a pályák jellemző irányultságát határoztam meg. Jellemzően nyugati, délnyugati irányultságot kaptam eredményül. A szegedi állomáson azonban másfajta irányultság volt a domináns. Itt a Fekete-tenger felől érkező nedvességet reprezentáló trajektóriák fordultak elő nagy számban. Erre az állomásra vonatkozóan a mért izotópeértékek is máshogy alakultak a GCSVV-n egy jellemzően nyugati irányultságú állomással összehasonlítva.

A következőkben a WRF modellbeli állapothatározókat vettem össze a stabilizotóp-összetételekkel és az ezekből meghatározott deutérium-többlet paraméterrel.

A δD -ra vonatkozó eredmények elemzését először a felhőben lévő hidrometeorok (felhő-, csapadék-elemek, hó, jég) és a vízgőz keverési arányából alkotott hányados meghatározásával kezdtem. A csapadék-elemekre vonatkozólag nem kaptam nagy korrelációt mutató összefüggést, amely a Rayleigh-disztillációval magyarázható. A többi hidrometeorra viszont egyenes arányosságot tapasztaltam átlagosan 0,3 körüli korrelációs együtthatókkal. Az $\delta^{18}O$ -ra vonatkozó eredmények hasonló képet mutattak. Itt a hőmérséklettel és a csapadékmennyiséggel hasonlítottam össze az izotóptértékeket. A hőmérséklettel szintén egyenes arányosságot tapasztaltam viszonylag nagy (0,58) korrelációs együtthatóval. A csapadéokra nem tapasztaltam számottevő összefüggést, mely annak köszönhető, hogy az összes esetet vettem figyelembe, így a szignifikáns esetek nem jelentek meg kellőképpen. A deutérium-többlet paramétert is vizsgáltam az előbb említett változókkal, illetve további modellezett produktumokkal, mint például a párolgás, a specifikus nedvesség, különböző hőmérsékletek, de számottevő kapcsolatot nem tapasztaltam. Ez feltehetően a minták rendelkezésemre állásából fakadt, ugyanis a deutérium-többlet paraméterre órási vagy napi mérésekből álló adatsorokból voltak lekövetkeztetéseket a tanulmányozott publikációkban (*Gat et al.*, 2010; *Bastrikov et al.*, 2014).

Az eredmények következő alfejezetében a stabilizotópok elhelyezkedését vizsgáltam kétféle vízvonalhoz viszonyítva, melynél évszakos bontásban jelenítettem meg a méréseket. Az eredményeknél jól elkülönültek a nyári és téli esetek, melyek jó összhangban voltak az 1. ábrán definiáltakkal. A MCSVV-hoz közel eső pontok továbbá a mediterrán forrásrégiójú eseteket reprezentálták.

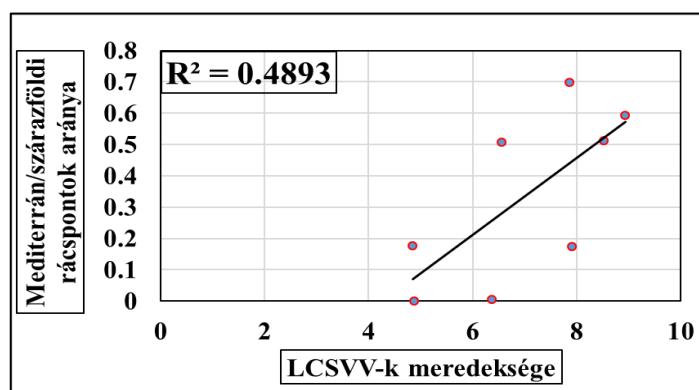
Az eredmények utolsó előtti részében a szárazföldi és tengeri hozzájárulás nagyságát vizsgáltam a légköri nedvességtartalomban a meghatározott trajektóriák mentén. A hozzájárulások mértékét kétféleképpen határoztam meg. Elsőként a kihullható víztartalommal arányosítottam a hozzájárulásokat, majd a planetáris határrétegen belül haladó trajektóriák szárazföldi és tengeri párolgás összegével. Az első módszerrel megalkotott megoldás bizonyult a konstruktívabbnak. A meghatározott eseteknél azok mutattak szignifikáns kiugrást, melyeknél az izotóp-összetételben a helyi hatások domináltak. A 2013.06.08-as eset részletes elemzésénél erős korrelációt tapasztaltam a csapadékmennyiség és $\delta^{18}O$ között. A köztük lévő korreláció nagy (0,96) volt.

Végül a feltételezett forrásrégiók és az izotóparányok viszonyát elemeztem öt kiemelt esetre. Az időpontokat a legnagyobb elemszámú mediterrán és helyi esetekből választottam ki. Elsőként a deutérium és a 18-as oxigén izotópot hasonlítottam össze a trajektóriák menti összegzett specifikus nedvességgel. A három mediterrán eset elkülönült a

helyiektől, és jellemzően alacsonyabb specifikus nedvesség és $\delta^{18}O$ értékek jellemezték őket. A két mennyiség között az esetek döntő többségében fordított arányosságot tapasztaltam. A következőkben a szinoptikus meteorológiai táviratokból meghatározott standard meteorológiai állapotathatározókat vettem össze az egyes izotópokra vonatkozólag. Az első csapadékhullást megelőző hőmérséklet és $\delta^{18}O$ viszonyáról elmondható, hogy itt is kirajzolódik a „hőmérsékleti” hatás. A kékesi állomáson, ahol jellemzően sokkal alacsonyabb hőmérsékletek voltak jellemzők, mint a többi állomáson, jól elkülöníthető. Ezt követően a fejezet utolsó részében a deutérium-többlet paraméterre vizsgáltam a fent említett paramétereket, melynél jelentősebb kapcsolatot itt sem tapasztaltam. Összefüggést találtam viszont a csapadék mennyiségével, mely szoros kapcsolatban áll a másodlagos párolgással. A vizsgált időpontokban, főleg a helyi eseteknél, ahol nagy volt a párolgásra való hajlam, azt tapasztaltam, hogy a deutérium-többlet értékek annál kisebbek, minél kevesebb csapadék hullott. Az előbb említett hatás feltehetőleg a hőmérséklettel is szoros kapcsolatban állt.

6. Kitekintés

Diplomamunkám ezen végső fejezetében bemutatom a munkám során sikeresnek ítélt irányokat, illetve azokat melyeknél nem tapasztaltam számottevő összefüggéseket a vizsgált paraméterek között. A számításaim során rengeteg olyan WRF modell produktumot is felhasználtam, melyek e dolgozatban nem kerültek feltüntetésre. Felsorolás szintjén ismertetném őket: modellezett csapadékösszeg, különböző súlyozásokkal ellátott hőmérsékletek, keverési arány csapadékhulláskor, különböző feltételekkel megalkotott párolgások az egyes felszínek felett, trajektóriák elkülönítése (magasság, határrétegben való haladás). Továbbá a felsoroltak különböző fajta kombinációja és arányosítása. Az ily módon megalkotott eredményeket vettem össze a stabilizotóp-összetétellel és a deutérium-többlet paraméterrel. A legnagyobb hangsúlyt a fent felsorolt paramétereknél a párolgással kapcsolatos számításokra helyeztem. Ugyanis a deutérium-többlet paraméter értékei, a hőmérséklet emelkedésének hatására a csapadékhullás utáni másodlagos bepárolgás feltehetően növeli (*Dansgaard, 1964*). Ez egy jó kiindulópont és további kutatási irányvonal lehet, mely e dolgozat keretein túlmutat. Egy másik lehetséges folytatási terület, hogy kapcsolatot adjunk a mérések alapján felállított esetenkénti CSVV meredeksége és a csoportosítás során ismertetett második módszer között. Az alábbi 31. ábrán látható a mediterrán és szárazföldi esetek egymáshoz viszonyított aránya és az esetenkénti CSVV-k meredekségének viszonya, melynél csak azokat az eseteket vettem figyelembe, ahol a specifikus nedvesség nagyobb, mint 0,01 kg/kg. Az esetszám így a felére esett vissza, de megállapítható, hogy azon esetek kerültek közel a GCSVV meredekségéhez ($m=8$), melyek a csoportosítás során a Mediterrán forrástérséghez tartoztak. A helyi eseteknél pedig döntően alacsony meredekséget tapasztaltam. Ezek a téli esetekre nem teljesültek, mivel ebben az évszakban jellemzően alacsony légköri nedvesség értékek jellemzők.



31. ábra: A különböző felszínű rácspontok aránya és a LCSVV közötti kapcsolat.

7. Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozom témavezetőmnek, dr. Breuer Hajnalkának, akinek tanácsai és útmutatása segítségével sikerült elkészítenem a diplomamunkámat. Kérdéseimmel bármikor fordulhattam hozzá, időt és energiát nem sajnálva mindig készségesen segítette munkámat.

Továbbá köszönettel tartozom még konzulensemnek Dr. Czuppon Györgynek, aki szakmai tanácsaival és meglátásaival járult hozzá a dolgozatom sikerességéhez. Továbbá köszönöm neki és Bottyán Emesének, hogy mérési adataikat a rendelkezésemre bocsájtották.

Hálásan köszönöm szüleimnek és barátnőmnek a támogatásukat, biztatásukat, mellyel segítették munkámat.

8. Irodalomjegyzék

Araguas-Araguas, L., Froehlich, K., Rozanski, K., 2000: Deuterium and oxygen-18 isotope composition of precipitation and atmospheric moisture. Hydrol. Process., 14(8): 1341–1355.

Bastrikov, V., Steen-Larsen, H. C., Masson-Delmotte, V., Gribanov, K., Cattani, O., Jouzel, J., Zakharov, V., 2014: Continuous measurements of atmospheric water vapour isotopes in western Siberia (Kourovka). Atmos. Meas. Tech., 7: 1763–1776.

Benjamin, S. G., Grell, G. A., Brown, J. M., Smirnova, T. G., Bleck, R., 2004: Mesoscale Weather Prediction with the RUC Hybrid Isentropic/Terrain-Following Coordinate Model. Monthly Weather Review, 132: 473-494.

Bottyán, E., 2013: A légköri nedvesség forrásrégióinak meghatározása trajektória-elemzéssel valamint csapadékminták hidrogén- és oxigénizotópos összetétele alapján. BSc Szakdolgozat, Budapest, ELTE Meteorológiai Tanszék, 58 pp.

Bottyán, E., 2015: A magyarországi csapadék forrásrégiók vizsgálata. MSc Diplomamunka, Budapest, ELTE Meteorológiai Tanszék, 55 pp.

Bottyán, E., Czuppon Gy., Weidinger, T., Haszpra, L., Kármán, K., 2016: Moisture source diagnostic and isotope characteristics for precipitation in East Hungary: implication for their relationship, HYDROLOGICAL SCIENCES JOURNAL

Bougeault, P., Lacarrere, P., 1989: Parameterization of Orography-Induced Turbulence in a MesobetaScale Model. Monthly Weather Review, 117: 1872–1890.

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.

Buening, N. H., Stott, L., Yoshimura, K., Berkelhammer, M., 2012: The cause of the seasonal variation in the oxygen isotopic composition of precipitation along the western U.S. coast. J. Geophys. Res., 117, D18114, doi:10.1029/2012JD018050.

Chen, F., Dudhia, J., 2001: Coupling an Advanced Land Surface–Hydrology Model with the Penn State–NCAR MM5 Modeling System. Part I: Model Implementation and Sensitivity. Monthly Weather Review, 129: 569–585

Clark, I. D., Fritz, P., 1997: Environmental Isotopes in Hydrogeology, Lewis Publishers, New York, 328 pp.

Coplen, T., Herczeg, A., Barnes, C., 2000: Isotope engineering-using stable isotopes of the water molecule to solve practical problems, in Environmental Tracers in Subsurface Hydrology, P. Cook and A. Herczeg, Eds., 79–110 pp.

Craig, H., 1961: Isotopic variations in meteoric waters. Science, 133: 1702–1703.

Czuppon, Gy., Bottyán, E., Haszpra, L., Weidinger, T., Kármán, K., 2017: Significance of the air moisture source on the stable isotope composition of the precipitation in Hungary, EGU, Bécs, Ausztria.

- Dansgaard, W.*, 1964: Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16 (4): 436–468.
- Dubinina, A. V., Dubinina, E. O.* 2014: Isotope Composition of Oxygen and Hydrogen in the Black Sea Waters as a Result of the Dynamics of Water Masses. *Oceanology*, 2014, 54 (6):713–729.
- Dudhia, J.*, 2006. The Weather Research and Forecast Model Version 2.0: Physics update. 5th WRF / 14th MM5 Users' Workshop Paper.
- Farlin, J., Lai, C.-T., Yoshimura, K.*, 2013: Influence of synoptic weather events on the isotopic composition of atmospheric moisture in a coastal city of the western United States. *Water Resources Research*, 49: 1–12.
- Friedman, I.*, 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.
- 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., 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.
- Jouzel, J., Froehlich, K., Schotterer, U.*, 1997: Deuterium and oxygen-18 in present-day precipitation: Data and modelling. *Hydrol. Sci. J.*, 42(5): 747–763.
- Kain, J. S.*, 2004: The Kain-Fritsch convective parameterization:an update. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 43: 170–181.
- Kendall, C., Coplen, T. B.*, 2001: Distribution of oxygen-18 and deuterium in river waters across the United States. *Hydrol. Process.*, 15(7): 1363–1393.
- Lee, J.-G., Han, J., Li X., Gonzalez, H.* 2008: TraClass: Trajectory Classification Using Hierarchical Region-Based and Trajectory-Based Clustering, VLDB '08, Auckland, New Zealand, 14 pp.
- Lee, J.-E., Fung, I.*, 2008: ‘Amount effect’ of water isotopes and quantitative analysis of post-condensation processes. *Hydrological Processes*, 22(1): 1–8 pp.
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., Clough, S. A.*, 1997: Radiative Transfer for Inhomogeneous Atmosphere: RRTM, a Validated Correlated-k Model for the Longwave. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102/D14: 16663–16682.
- Mlich J., Zemčík, P., Jiřík, L.*, 2009: Trajectory classification using HMMs. WSCG 2009 Communication Papers, 67-72.
- Noone, D., Sturm, C.*, 2010: Comprehensive dynamical models of global and regional water isotope distributions, in *Isoscapes*, J. B. West, G. J. Bowen, T. E. Dawson, and K. P. Tu, Eds., 195– 219 pp.
- Rankama, K.* 1954: *Isotope Geology*. Pergamon Press, Oxford, 490 pp.

Simon, G., 2015: Szegedi légköri profil mérések összehasonlítása WRF modell szimulációkkal. BSc Szakdolgozat, Budapest, ELTE Meteorológiai Tanszék, 35 pp.

Sodemann, H., Schwierz, C. and Wernli, H., 2008a: Inter-annual variability of Greenland winter precipitation sources: Lagrangian moisture diagnostic and North Atlantic Oscillation influence. *Journal of Geophysical Research*, 113, D03107.

Thompson, G., Rasmussen, R. M., Manning, K., 2004: Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: Description and sensitivity analysis. *Monthly Weather Review*, 132: 519–542

Winnick, M. J., Chamberlain, C. P., Caves, C. K., Welker, J. M., 2014: Quantifying the isotopic 'continental effect'. *Earth and Planetary Science Letters*, 406: 123–133.

Yoshimura, K., Frankenberg, C., Lee, J., Kanamitsu, M., Worden, J., Röckmann, T., 2011: Comparison of an isotopic atmospheric general circulation model with new quasi-global satellite measurements of water vapor isotopologues. *J. Geophys. Res.*, 116, D19118, doi:10.1029/2011JD016035.

8.1 Internetes hivatkozások

[1. – VSMOW]

<https://isotopes.usgs.gov/lab/referencematerials/VSMOW.pdf>

[2. – SAHARA]

<http://web.sahra.arizona.edu/programs/isotopes/oxygen.html>

[3. – ARW User Guide]

http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user_guide_V3.7/contents.html

[4. – RIP]

<http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/ripug.htm>

[5. – Meteomanz]

<http://www.meteomanz.com/index?l=1>

NYILATKOZAT

Név: Simon Gergő

ELTE Természettudományi Kar, szak: Meteorológus

NEPTUN azonosító: KC2V4I

Diplomamunka címe:

A csapadék stabilizotóp-összetételt meghatározó folyamatok becslése a WRF modell segítségével.

A **diplomamunka** szerzőjeként fegyelmi felelősségem tudatában kijelentem, hogy a dolgozatom önálló munkám eredménye, saját szellemi termékem, abban a hivatkozások és idézések standard szabályait következetesen alkalmaztam, mások által írt részeket a megfelelő idézés nélkül nem használtam fel.

Budapest, 2017.05.11.

a hallgató aláírása