

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Földrajz- és Földtudományi Intézet
Meteorológiai Tanszék

Nagy csapadékot adó ciklonok nedvesség forrásainak vizsgálata

DIPLOMAMUNKA



Készítette:

Balogh Máté

Meteorológus mesterszak,

Előrejelző szakirány

Témavezető:

dr. Horváth Ákos

OMSZ Siófoki Viharjelző Obszervatórium

Tanszéki konzulens:

dr. Breuer Hajnalka

ELTE TTK, Meteorológiai tanszék

Budapest, 2016

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés.....	4
2. Nedvesség szerepe a ciklonok kialakulásában	6
2.1. Barotróp és baroklin instabilitás	7
2.2. Nedvesség szerepe a kvázi-geosztrófikus és potenciális örvényesség elméletben.....	8
2.3. Szimmetrikus instabilitás szerepe a ciklonokban	11
2.4. Nedves szállítószalag.....	12
2.5. Viharciklonok	12
3. Nedvesség forrásrégiók kutatásának eddigi módszerei és eredményei	13
3.1. Módszerek	13
3.2. Számítási hibák lehetséges forrásai	15
3.3. Trajektória számító programok.....	17
3.4. Nedvesség diagnosztika.....	17
3.5. Nemzetközi kutatások	20
3.6. Magyarországi kutatások.....	23
4. Az alkalmazott módszertan.....	24
4.1. Trajektóriák meghatározása.....	24
4.2. Nedvesség változás értelmezése.....	25
4.3. Ciklonok nedvesség felvételi időszakának detektálása	25
4.4. Trajektóriák szűrése.....	26
4.5. Trajektóriák súlypontja	26
5. Esettanulmányok	29
5.1. 2015. május 20–27.....	30
5.2. 2014. szeptember 10 – 15.....	37
5.3. 2015. október 12 – 16.....	42
5.4. 2014. december 1. – Ónos esős helyzet.....	46
5.5. 2013. júniusi dunai árvíz	53
5.6. 2014. október 21 – 25.....	58
5.7. 2010. szeptember	61
5.8. 2013. március 28. – április 03.	66
6. A nedves és száraz időszak közötti váltás nagyskálájú folyamatának keresése	68
6.1. Az vizsgált időszak kiválasztása.....	68
6.2. Nedvesség áramok számítása	70
6.3. Zsófia és Angéla ciklon	72
6.4. Nedvesség áramok elemzése	76
7. Összefoglalás, következtetések	84

8. További tervek	86
Köszönetnyilvánítás	87
Irodalomjegyzék	88

1. Bevezetés

A csapadék mennyisége, intenzitása, időbeli eloszlása alapvetően befolyással van egy terület éghajlatára, növényzetére, és hatással van annak gazdaságára, társadalmára. A csapadék mennyiségének pozitív vagy negatív anomáliája szélsőséges helyzeteket eredményezhet (pl.: árvizeket, vagy éppen aszályt), melyek okai a szinoptikus skálájú folyamatok, időnként pedig a globális cirkuláció sajátosságaira vezethetők vissza.

A nedvesség források kutatása intenzívebben az 1990-es években kezdődött. A vizsgálatok két fő csoportra bonthatók. Az egyik klimatológiai szempontból vizsgálja, hogy adott területre lehulló csapadék nedvessége általában mely területekről érkezik, és ez hogyan változik évszakosan. A másik csoport pedig az egyes szélsőségesen nagy csapadékos eseményeket elemzi. Ez utóbbi esetben a kérdés az, hogy milyen források, légköri helyzetek és transzport folyamatok okozták azt a nagy nedvesség felhalmozódást, ami elősegítette az adott heves esőzést. A dolgozat témája az utóbbi csoportba sorolható. Ebben a témában Magyarországra vonatkozóan eddig kevés tanulmány készült (pl.: *Bottyán*, 2015), és ezen tanulmányok is elsősorban klimatológiai szempontból vizsgálták a nedvesség forrás régiókat.

A források kutatására többféle módszer is létezik. Tanulmányunkban a lagrange-i szemléletű trajektória alapú módszert választottuk. Ekkor – a nagy csapadékos területről indított – légrések útját háromdimenziós objektív analízis szélmezők segítségével követjük visszafelé az időben, tehát azok útvonalát próbáljuk rekonstruálni. A vizsgált légtestek útvonalán vizsgáljuk a légrések specifikus nedvesség változását és ez alapján próbálunk meg következtetni a forrásterületekre. A szakirodalom túlnyomó részében a planetáris határrétegben (PHR) történő nedvesség felvételt tekintik forrásnak, és a nedvesség növekményt az ott zajló párolgásnak tulajdonítják. A szabad légkörben történő nedvesség felvétel forrását nehezebb meghatározni, konvekciónak, hulló hidrometeorok párolgásának, turbulenciának, numerikus vagy adat hibának tekintik. Azonban egyik olvasott tanulmány se foglalkozik a konvergenciával, mint nedvesség összegyűjtő, így adott helyen specifikus nedvességet növelő tényezővel. Tanulmányunkban azt tételezzük fel, hogy a nagy csapadékos helyzetek egy jól behatárolható típusánál meghatározó lehet a szabadlégköri konvergencia szerepe és ezt próbáljuk meg kimutatni vizsgálataink során. A trajektória számolásához saját fejlesztésű programot használtunk, mivel így egyszerűbben átlátjuk a program működési elvét, és ha módosítani kell a számításokhoz, akkor azt könnyebben megtehetjük.

Dolgozatomban először egy általános leírást adok a ciklonok keletkezésének háttéréről, majd összegzem a nedvesség forrással kapcsolatos kutatások eddig ismert módszereit, a trajektória módszer működési elvét és hibáit. Ezután ismertetem a vizsgálatainkhoz használt eljárásokat, majd az esetek rövid szinoptikus analízise után a számítások során kapott eredményeket foglalom össze és mutatom be. Végül azt a vizsgálatot mutatom be, amikor száraz és nedves időszak közti különbségét elemeztük nedvesség áramok segítségével.

2. Nedvesség szerepe a ciklonok kialakulásában

A dolgozatban mérsékelt övi ciklonokhoz kapcsolódó nedvesség forrásokat vizsgáltunk, ezért mindenek előtt egy rövid összefoglalást adunk a ciklonok keletkezéséről és a nedvesség ebben játszott szerepéről.

A mérséklet övi ciklonok olyan alacsony nyomású központtal és frontokkal rendelkező, az északi féltekén a Coriolis-erő hatására az óramutató járásával ellentétes forgásirányú képződmények, melyek a nyugati szelek övében szinte folyamatosan kialakulnak és leépülnek, és ezen öv időjárását a leginkább meghatározzák. Az örvények mérete és erőssége változó, és ez a kialakulásukban szerepet játszó folyamatok mértékétől függ.

Petterssen és Smebye (1971) két ciklogenezis típust határozott meg. Az *A* típusú ciklon keletkezés alapja a „Norvég ciklonmodell”, melyet a 20. század elején alkottak meg *Bjerknes* és munkatársai (*Bjerknes, 1919; Bjerknes és Solberg, 1922*). A modell szerint az eleinte zonális polárfront mentén egy alacsonyszintű erősödő rövidhullámú perturbáció indítja el a ciklon kialakulását. A ciklon életszakaszának elején, a ciklon előoldalán a melegebb légtömeg észak felé, a hátoldalon elhelyezkedő hideg pedig dél felé mozdul el. A későbbi érett stádiumában megjelenik az okklúziós front is. Ezután a horizontális hőmérsékleti gradiens gyengül, és a rendszer feltöltődik. Ebben az esetben a ciklon alulról épül fel, és jellemzője, hogy a ciklon magja a magasban hátrébb helyezkedik el, tehát a ciklon tengelye dőlt. Az elmélet leírásakor még a légkörről nem állt rendelkezésre annyi adat, például magas légköri mérések. A rendszeres felsőlégköri mérések megjelenésével láthatóvá váltak a modell gyenge pontjai is, azonban továbbfejlesztve a mai napig használható ez a ciklon fejlődési elmélet (*Shapiro és Keyser, 1990*). (*Kiss, 2012*)

A *B* típusú ciklogenezis esetében egy felső-troposzférikus pozitív potenciális örvényességi anomália helyeződik át egy alacsonyszintű baroklin zóna felé. A potenciális örvényességi anomália körül ciklonális áramlás alakul ki, mely a felszínre is kihat. Az anomália mozgása során, az előoldalán található pozitív örvényességi advekción a troposzféra alsó részén egy sekély ciklont alakít ki. Ahogy közeledik az anomália, úgy mélyül ki egyre jobban a rendszer, és a meleg advekción hatására a kialakuló ciklon előoldalán a légnyomás csökken. Emiatt a talajciklon az előoldal irányába helyeződik át. Az előoldalon elhelyezkedő légtömeg melegedése tovább erősíti a gerincet, tehát a hullám amplitúdója nő, mely további örvényességi advekciót hoz létre. Ez pedig további meleg advekciót szolgáltat a ciklon

előoldalán, így a folyamat önfenntartóvá válik. Az önfejlődő folyamatot az ellentétes irányú vertikális mozgás szabályozza le, melynek során a rendszer előtt felemelkedett levegőt a rendszer lehűti, így korlátozva a nyomáscsökkenés mértékét. Ebbe a ciklogenezis típusba tartozik a Sutcliffe-Pettersen-féle ciklonfejlődési mechanizmus (*Sutcliffe és Forsdyke, 1950*). (*Kurunczi, 2009; Kiss, 2012; Soósné, 2014*)

Az előző két elméletet kapcsolta össze *Charney (1947)* és *Eady (1949)*, akik azt mondták, hogy ha elég nagy a baroklinitás, akkor a jet stream spontán módon Rossby-hullámokba rendeződik. A hullámok teknőiben kialakuló ciklonális áramlás pedig elindítja alacsony szinten is a ciklonok kialakulását. (*Soósné, 2014*)

2.1. Barotróp és baroklin instabilitás

A légkörben szinoptikus skálán megtalálható talán két legfontosabb instabilitási forma, a barotróp és baroklin instabilitás, melyek fontos szerepet játszanak a ciklonok kialakulásában. A barotróp instabilitás barotróp légkörben alakul ki, tehát amikor az izobár és izoterm vonalak párhuzamosak egymással. Ezen instabilitáskor a légkörben horizontális szélnyírás van jelen, és megmutatható, hogy az ekkor kialakuló örvények a kinetikus energiájukat az alapáramlás kinetikus energiájából nyerik. A barotróp instabilitásból levezethető a Rossby-hullám kialakulása és terjedése, mely szinoptikus skálán meghatározó képződmény. Továbbá a trópusi ciklonokban a barotróp instabilitás játssza a jelentősebb szerepet a baroklinitáshoz képest. (*Götz és Rákóczi, 1981; Holton, 1979; Lackmann, 2011*)

Baroklin légkörről akkor beszélünk, amikor az izobár és izoterm vonalak metszik egymást. Ha ebben a légkörben vertikális szélnyírás található, akkor baroklin instabilitás áll fenn. Vertikális szélnyírás viszont megfigyelések szerint ott a legerősebb, ahol nagy a horizontális hőmérsékleti gradiens. Tehát a legerősebb baroklinitás a frontfelületek mentén található. Ilyen frontfelület akár a polárfront is, aminek mentén kialakulnak hullámok, és a hullám előoldalán a meleg légtömeg mozdul észak felé, a hullám hátoldalán pedig hideg légtömeg dél felé. A baroklinitás továbbá horizontális örvényességet is generál, mely szintén segíti a légörvények kialakulását. Tehát minél élesebb a polárfront, vagyis minél nagyobb az észak-déli légtömeg közti hőmérséklet különbség, annál nagyobb lesz a baroklinitás és annál nagyobb esély van a ciklogenezisre. A baroklinitást jelentősen növelheti a hullám meleg oldalán áramló és felszálló meleg, nedves levegő kondenzációjából származó látens hő. Ezáltal a meleg oldal hőmérséklete nő, így a front mentén a horizontális hőmérsékleti gradiens tovább nő, így erősítve a baroklinitást. Emellett az is megállapítható, hogy a

baroklin instabilitás a magasabb szélességeken játszik nagyobb szerepet, ugyanis dél felé csökken a horizontális hőmérsékleti gradiens, tehát csökken a baroklinitás mértéke is. Kimutatható továbbá, hogy baroklin instabilitás esetén a kialakuló zavarok a kinetikus energiájukat az alapáramlás potenciális energiájából hasznosítják. A korábban leírt A típusú ciklogenezis a baroklinitásra épül. (Götz és Rákóczi, 1981; Holton, 1979; Lackmann, 2011)

2.2. Nedvesség szerepe a kvázi-geosztrófikus és potenciális örvényesség elméletben

A ciklogenezis folyamatát több szempontból is meg lehet közelíteni. Az egyik ilyen a kvázi-geosztrófikus elmélet, mely során azt tételezzük fel, hogy szinoptikus skálán a szél geosztrófikus komponense nagyságrendekkel nagyobb az ageosztrófikus komponensnél. Így a mozgásegyenletekben, a teljes időderiváltban csak geosztrófikus szelet használunk, azonban a Coriolis-erőben már nem elhanyagolható az ageosztróf komponens. Ez a szabad légkörre nézve jó közelítés. Továbbá a Coriolis-paramétert a geosztrófikus szél egyenletében állandónak vesszük, a Coriolis-erő komponenseit leíró részben pedig a β -sík közelítéssel élünk, ahol a Coriolis-paraméter csak egy lineáris tag erejéig függ a földrajzi szélességtől. Ebben az esetben a számunkra fontos egyenlet az örvényességi egyenlet kvázi-geosztrófikus közelítésben felírt alakja (1).

$$\frac{\partial \zeta_g}{\partial t} = -\mathbf{V}_g \cdot \nabla (\zeta_g + f) + f_0 \frac{\partial \omega}{\partial p} \quad (1)$$

Az (1) egyenletben ζ_g a geosztrófikus relatív örvényesség, \mathbf{V}_g a geosztrófikus szélvektor, f a Coriolis-paraméter szélességtől függő tagja (mely a planetáris örvényességet adja meg), f_0 az állandónak vett Coriolis-paraméter, ω a vertikális gyorsulás és p pedig a nyomás. Ennek felhasználásával megkaphatjuk a kvázi-geosztrófikus ω -egyenletet (2), mely során a magas légkörben zajló vertikális mozgásokról kapunk képet.

$$\left(\nabla^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = \frac{f_0}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left[\mathbf{V}_g \cdot \nabla (\zeta_g + f) \right] - \frac{R}{\sigma p} \nabla^2 (-\mathbf{V}_g \cdot \nabla T) \quad (2)$$

A (2) egyenlet jobb oldalának első tagja a kvázi-geosztrófikus, abszolút, horizontális, differenciált örvényességi advekciót adja meg, a második tag pedig a hőmérsékleti advekciót. A baloldal az ω (-1)-szeresével arányos, és megadja a vertikális elmozdulást p -rendszerben.

A tagok vizsgálatához vegyünk egy magassági rövidhullámot, mely gerincből és teknőből áll, és áthelyeződését pedig a relatív örvényesség advekciója vezérli. A gerinc

tengelyében a relatív örvényesség minimális, a teknő tengelyében viszont maximális. A gerinc előoldalán a relatív örvényesség advekcója pozitív lesz, mivel a geosztrófikus szélvektor és az abszolút örvényesség (relatív és planetáris örvényesség összege) horizontális gradiense hegyes szöget zár be. Mivel nyomási rendszerben vagyunk, így a magassággal az örvényességi advekciónak csökkenni fog, tehát a jobb oldal első tagja negatív lesz. Ekkor az ω értékének a baloldalon pozitívnak kell lennie, ami pedig nagy térségű leáramlást jelent, tehát a gerinc előoldalán anticiklon található. A teknő előoldalán viszont a geosztrófikus szélvektor és az abszolút örvényességi advekciónak horizontális gradiense tompaszöget zár be, tehát a relatív örvényességi advekciónak negatív lesz. Nyomási rendszer alapján a relatív örvényességi advekciónak a magassággal növekednie kell, tehát a jobb oldal első tagja ebben az esetben pozitív lesz. Ekkor ω értéke negatív, ami pedig nagy térségű feláramlást jelent, tehát a teknő előoldalán ciklon található.

Az ω -egyenlet második tagja a hőmérsékleti advekciónak fejezi ki. Gerinc előoldalán hideg advekciónak történik, és ekkor a szélvektor és a hőmérsékleti gradiens hegyes szöget zár be, tehát a hőmérsékleti advekciónak pozitív lesz. Ebben az esetben a baloldalon ω értéke szintén pozitív lesz, tehát nagy térségű leáramlás történik. Teknő előoldalán viszont a szélvektor és a hőmérsékleti gradiens tompaszöget zár be, így itt a hőmérsékleti advekciónak negatív lesz, amihez pedig a baloldalon negatív értékű ω tartozik, melynek következtében nagy térségű feláramlásról beszélhetünk.

Az ω -egyenletet felírhatjuk olyan formában is, ahol szerepel benne a diabatikus melegedés. Ehhez azt kell feltételezni, hogy az örvényességi egyenletben a súrlódási tag kellően kicsi, de nem nulla, továbbá a termodinamikai egyenletben a diabatikus melegedés tag is meglehetősen kicsi, de nem nulla. Ez alapján az ω -egyenletet a következő formában írhatjuk fel (3).

$$\left(\nabla^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = \frac{f_0}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left[\mathbf{V}_g \cdot \nabla (\zeta_g + f) \right] - \frac{R}{\sigma p} \nabla^2 (-\mathbf{V}_g \cdot \nabla T) + \frac{f_0}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} K \zeta_g - \frac{R}{\sigma p} \nabla^2 \left(\frac{1}{C_p} \frac{dQ}{dt} \right) \quad (3)$$

A (3) egyenletben a harmadik tag a differenciált súrlódási tagot jelöli, ahol K a súrlódási együttható, melynek értéke a határrétegben jelentős. A súrlódás erőssége a magassággal csökken, és ha a határrétegben ciklonális örvényesség van jelen, akkor a súrlódási tag pozitív lesz, amihez pedig a baloldalon negatív ω tartozik, tehát a feláramlást segíti. Ha határrétegben anticiklonális az áramlás, akkor pedig a leáramlást erősíti.

A (3) egyenlet negyedik tagja a diabatikus melegedés hatását írja le. A kondenzáció

során felszabaduló látens hő például ilyen diabotikus melegedés, mely úgy viselkedik, mint a meleg advekció, tehát a feláramlást erősíti. Diabotikus hűlés viszont úgy viselkedik, mint a hideg advekció, ami leáramlást okoz, tehát ehhez a folyamathoz járul hozzá. Ebből látható, hogy ha nagy nedvesség tartalmú levegőben a tekő előoldalán megindul a feláramlás, akkor a felhőképződés során felszabaduló nagy mennyiségű látens hő lényegesen hozzá tud járulni a feláramlás erősödéséhez, így a ciklont is tovább erősítve. (Götz és Rákóczi, 1981; Holton, 1979; Bluestein, 1992; Reisz, 2009; Hogsholt és Hansen, 2010)

Eddig a kvázi-geosztrófikus elmélet alapján mutattuk meg, hogy a nedvesség, és ennek kondenzációja során felszabaduló látens hő, miként erősíti a ciklont. A másik elméleti megközelítés a potenciális örvényesség szempontjából írja le a ciklonok keletkezését, és ebben az esetben is belátható a látens hő ciklogenezis szempontjából játszott pozitív szerepe. Ez a **B** típusú ciklogenezishez kapcsolódik.

A potenciális örvényességet az alábbi formában határozhatjuk meg:

$$PV = -g \cdot (\zeta_{\Theta} + f) \frac{\partial \Theta}{\partial p} \quad (4)$$

A (4) egyenletben PV a potenciális örvényesség, g a nehézségi gyorsulás, ζ_{Θ} az izentróp rendszerbeli örvényesség, f a Coriolis-paraméter, Θ a potenciális hőmérsékletet és p pedig a nyomást jelöli. A potenciális örvényesség mértékegysége a PVU (Potential Vorticity Unity), és $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ K s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$. A potenciális örvényesség adiabatikus és súrlódásmentes folyamat során konzervatív mennyiség. Ha vizsgált légtestünk két izentróp felület között helyezkedik el, és ezen izentrópok egymáshoz viszonyított távolsága változik, akkor a vizsgált test abszolút örvényessége arányosan fog változni a két izentróp felület közti távolsággal.

A potenciális örvényesség az északi féltekén alapvetően pozitív értéket vesz fel. Értéke akkor nő, ha ciklonális forgás lép fel, vagy nő a statikus stabilitás mértéke. A sztratoszférában nagy a statikus stabilitás, melynek következtében itt nagy a PVU érték. Továbbá a magassággal növekedő statikus stabilitás miatt nő a potenciális örvényesség mértéke is. Emellett a sarkok irányába haladva is nő, mivel a planetáris örvényesség is növekszik.

A potenciális örvényesség értéke változhat azonban diabotikus melegedés következtében is. Ehhez a korábbi feltételezéseket, mely szerint adiabatikus és súrlódásmentes áramlást vizsgálunk, nem vesszük figyelembe. Ekkor meghatározható a

potenciális örvényesség teljes deriváltja, és például a súrlódás elhanyagolása után a következő alakban írható fel:

$$\frac{dPV}{dt} \approx -g(\zeta_{\ominus} + f) \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{dQ}{dt} \right) \quad (5)$$

Ebből az állapítható meg, hogy a potenciális örvényesség növekedik, ha a diabaticus melegedés vertikális gradiense pozitív, és csökken, ha negatív. A kondenzáció jelentős része a troposzféra középső régiójában játszódik le, így itt szabadul fel a legtöbb látens hő. Tehát a troposzféra aljától a közép-troposzféráig a hőmérsékleti gradiens pozitív, és mivel nyomási rendszerben vagyunk, így a gradienst kifejező tag negatív, összességében pedig a potenciális örvényesség változás pozitív lesz. Vagyis a látens hő felszabadulási helye alatt a potenciális örvényesség növekedni fog, ennek következtében pedig a troposzféra alsó részében a ciklont erősíteni fogja. A felső troposzférában azonban a hőmérsékleti gradiens negatív lesz, így ott a potenciális örvényesség csökkenni fog. Ennek hatására a felső-troposzférikus potenciális örvényesség erőssége csökkenni fog a ciklon felett, mely így a magas légköri hullámban elhelyezkedő gerincet fogja erősíteni, ahol negatív potenciális örvényesség helyezkedik el. Tehát a látens hőfelszabadulás ebben az esetben a sekély ciklont erősíti, tartja fent tovább. (Lackmann, 2011; Kiss, 2012)

2.3. Szimmetrikus instabilitás szerepe a ciklonokban

Előfordulhat olyan helyzet, amikor a légkör konvektíven és inerciálisan stabil állapotban van, tehát mind a vertikális, mind a horizontális irányban kismértékben kimozdított részecske visszatér kiindulási helyére. Azonban, ha ebben a légrétegben, az izentróp felületek mentén mozdul el, akkor a kezdeti perturbáció felerősödik. Ezt nevezzük szimmetrikus instabiltásnak.

A szimmetrikus instabilitás megjelenését a magas szintű negatív potenciális örvényességi anomália, az intenzív jet törés és a nagymértékben döntött izentróp felületek együttes fennállása okozza. Az instabilitás feltétele, ha a Coriolis-paraméter és a potenciális örvényesség közt teljesül, hogy

$$f \cdot PV < 0. \quad (6)$$

(Holton, 2004; Kiss, 2012)

2.4. Nedves szállítószalag

A szállítószalag elmélet alapján a mérsékelt övi ciklonokban három fő áramlás figyelhető meg: meleg szállítószalag, hideg szállítószalag, száraz szállítószalag. A meleg szállítószalag a meleg szektorba szállít meleg, nedves levegőt, mely akár messziről, a trópusi területekről is származhat. Ez a nedves levegő a ciklonban a középső-troposzférában kicsapódódik, melynek hatására jelentős mennyiségű látens hő szabadul fel, ami pedig feláramlást generál, majd intenzív csapadék hullást okoz, végül pedig a ciklon mélyüléséhez, erősödéséhez is hozzájárul. A ciklonhoz köthető csapadék jelentős része ehhez a szállítószalaghoz kapcsolódik.

A hideg szállítószalag a ciklon előtti hidegebb légtömeg alsó részéből származik, mely a meleg szállítószalag alatt nyugat felé áramlik, és a ciklon középpontja körül ciklonális irányú mozgással felemelkedik.

A száraz szállítószalag a ciklon hátoldalán található terület középső- és felső-troposzférikus részéből származik, mely a ciklon mögötti területen lesüllyed, így meghatározva a ciklon nyugati oldalán a felhőzet és csapadék határát. (Horváth *et al.*, 2014; Soósné, 2014)

2.5. Viharciklonok

A viharciklonok olyan mérsékelt övi ciklonok, melyek fejlődése során a 60. szélességi fokra átszámított nyomássüllyedés 24 óra alatt több, mint 24 hPa, tehát legalább 1 Bergeron. Ezt az értéket az alábbi képlettel lehet meghatározni:

$$Bergeron = \frac{1}{24} \left(\frac{\Delta p}{24 \text{ óra}} \cdot \frac{\sin \phi}{\sin 60^\circ} \right) \quad (7)$$

A (7) képletben Δp a ciklon centrumában bekövetkezett legnagyobb légnyomás süllyedés, ϕ a földrajzi szélesség.

A viharciklonok kialakulásában egyaránt részt vesz az erős baroklinitás és a magas szintű pozitív örvényességi anomália, továbbá jelentős mértékben hozzájárulhat a ciklon gyors süllyedéséhez a kellően nedves levegő kicsapódásából származó nagy mennyiségű látens hőfelszabadulás. Sok viharciklon esetében kimutatták a meleg szektorban kialakuló légtömeg trópusi, szubtrópusi eredetét. (Sanders és Gyakum, 1980; Kiss, 2012; Horváth *et al.*, 2014)

3. Nedvesség forrásrégiók kutatásának eddigi módszerei és eredményei

3.1. Módszerek

3.1.1. Izotóp vizsgálat

Sokféle módszer létezik arra, hogy adott területen a lehullott csapadékot okozó nedvesség származási helyét detektáljuk. Az egyik ilyen módszer a lehullott csapadék izotópos vizsgálatán alapul (*Weyhenmeyer et al.*, 2002; *Yamanaka et al.*, 2002; *Pfahl és Wernli*, 2008; *Sodemann et al.*, 2008a; *Bottyán*, 2013, 2015). Ekkor az összegyűjtött csapadékból mintát vesznek, és megméri a vízben a stabil izotóp arányát. A stabil izotópok közül a deutérium-többletből lehet következtetni a forrásrégióra (*Dansgaard*, 1964), ugyanis a deutérium arányát a párolgás határozza meg. Ha a nedvesség a légkörbe került, onnantól kezdve a deutérium-többlet konzervatív a légköri vízkörforgást tekintve, tehát a lehullott csapadékban is az a deutérium-többlet lesz, mint a párolgási forrásrégióban. Továbbá kapcsolat fedezhető fel a deutérium szám és a párolgási hely nedvesség viszonyai között (*Dansgaard*, 1964; *Merlivat és Jouzel*, 1979), így analízis adatokból kiszámolható az egyes területekre egy becsült deutérium-többlet szám. Ezután a lehullott csapadék deutérium-többletét össze lehet vetni, a nagy területre számolt deutérium-többlet értékekkel és ilyen módon lehet következtetni a csapadékforrás régiójára. A módszer hátránya, hogy nagy terület forrásának megtalálásához a térbeli felbontás a mérések által korlátozott, emellett a nedvesség transzport útvonaláról, dinamikájáról nem kapunk információt.

3.1.2. Numerikus szimulációk

A másik módszer numerikus modell szimuláción alapszik. Ezt főként nagy skálán és klimatológiai vizsgálatokhoz használják (*Numaguti*, 1999; *Schär et al.*, 1999; *Nanjundiah*, 2000; *Winschall et al.*, 2012), de konkrét eseményeknél is alkalmazzák, mint például 1993-as Mississippi árvíz vizsgálatánál (*Viterbo és Betts*, 1999; *Bosilovich és Sun*, 1999). Utóbbi esetben főként a helyi párolgás okozta csapadékot vizsgálták. Ekkor adott földrajzi területeknél, ahol forrást tételeznek fel, a modellben megváltoztatják a meteorológiai állapothatározókat. Például csökkentik vagy növelik a tenger felszín hőmérsékletét, ezzel a párolgás mértékét befolyásolva. Különböző kezdeti feltételek mellett elindított futtatás eredményeit ez után összevetik, hogy a modell által a cél területre várt csapadékmennyiség lényegesen változott-e. Ha igen, akkor a változtatott területet forrásnak lehet tekinteni, ha pedig nem, akkor más területet kell keresni. Az ilyen típusú érzékenységi vizsgálatoknak a hátránya, hogy a forrás keresése – amellett, hogy valamilyen reális feltételezés van a forrás

illetőleg – próbálgatással történik. A módszer pontosságát ugyancsak erősen befolyásolja a mikrofizikai folyamatokat leíró parametrizációk megválasztása.

3.1.3. Trajektória számolás

Végül a harmadik megoldás a trajektória alapú nedvesség forrás keresése. Ez egy lagrange-i szemléletű módszer, amikor egy légréz útját követjük a légkörben és vizsgáljuk állapotváltozóinak változásait az idő függvényében. Légréz trajektóriáinak számolását azonban nemcsak csapadékforrások meghatározására használják, hanem például szennyezőanyag terjedésének megállapítására (Stohl, 1996), hegy körüli áramlás elemzésére (Steinacker, 1984), vagy sivatagi por transzportjának vizsgálatára is (Chiapello et al., 1997; Sodemann et al., 2006). Az első trajektória számolással foglalkozó tanulmányok (Shaw et al., 1903; Shaw és Lempfert, 1906) már a 20. század elején megszülettek, amelyben egy ciklonban mozgó légelem pályáját vizsgálták. Ezek a trajektóriák azonban még csak felszíni légpályák voltak.

A trajektória számítása többféle módon történhet. Egyfelől a kiválasztott részecske útját követhetjük adott felületek (például izobár, izentrop vagy izoéta (azonos felszín feletti magasságokat összekötő felület)) mentén. Ha ezt a megoldást választjuk, akkor megkerüljük a vertikális szél meghatározásának problémáját, de a horizontális mozgást közelítőleg így is meg lehet határozni. Azonban használhatunk háromdimenziós szélmezőt is, amikor a légréz vertikális elmozdulását kiszámítjuk és az elmozdulást a szél három komponenséből számítjuk ki. Hidrosztatikus modellek alkalmazása esetén a vertikális sebességet az ω -egyenlet segítségével közelítjük. Az első háromdimenziós szélmezőt használó tanulmányt Reap (1972) írta, ahol a trajektória alapegyenlete a következő volt:

$$\frac{d\mathbf{X}}{dt} = \mathbf{v}(\mathbf{X}(t)) \quad (6)$$

Az (6) egyenletben \mathbf{X} a légelem helyvektora, \mathbf{v} pedig a légelem kiinduló pontjában a szélesség vektor. Az egyenlet megoldására széles körben a Pettersen (1940) által meghatározott iteratív sémát használják, amely a következőképpen néz ki:

$$\mathbf{X}_1 = \mathbf{X}_0 + \Delta t \cdot \mathbf{v}(\mathbf{X}_0, t) \quad (7)$$

$$\mathbf{X}_n = \mathbf{X}_0 + \frac{\Delta t}{2} [\mathbf{v}(\mathbf{X}_0, t) + \mathbf{v}(\mathbf{X}_{n-1}, t + \Delta t)] \quad (8)$$

Az egyenlet megoldására van más séma is (Pudykiewicz et al., 1985; Seibert, 1993),

azonban ezen eljárások gyakorlatilag ugyanazt az eredményt adják (*Stohl et al.*, 1995), viszont több számítási időt igényelnek. *Stohl és Seibert* (1998) tanulmányukban megvizsgálták, hogy az említett számítási módszerek közül (izobár, izentróp, izoéta, 3D-szél) melyik bizonyul a legpontosabbnak és eredményük alapján a háromdimenziós szélmező használata adja a legjobb eredményt. A dolgozatban mi is ezt a módszert választottuk.

3.2. Számítási hibák lehetséges forrásai

A trajektória számítások a valóság egy részének szimulációja, mely – mint minden szimuláció – próbálja közelíteni a valóságot, de nem lesz teljesen pontos. Azonban, ha ezekkel a hibákkal tisztában vagyunk, akkor a lehetőségekhez mérten meg lehet próbálni csökkenteni azokat. A következőkben a lehetséges hibaforrásokat és azok hatásaival foglalkozó néhány tanulmányt említünk meg.

3.2.1. Numerikus hiba

Az egyik előforduló hiba a trajektóriát leíró egyenlet megoldására szolgáló sémában van. A végső sémát úgy kapjuk, hogy az egyenletet először sorba fejtjük, amin ezután ún. csonkolást hajtunk végre, ami a végső eredményben valamennyi hibát fog hordozni (*Stohl*, 1998). Azonban a csonkolásból eredő pontatlanságok okozzák a legkisebb hibát a számolások során. *Seibert* (1993) azt a megállapítást tette, hogy a számolások során sok olyan hiba van, ami tőlünk független, és nem csökkenthető annak mértéke, azonban a numerikus hibát a mai számítási teljesítmények mellett tovább lehet csökkenteni. Szerinte a számítások során az egyik fő szabály az, hogy a numerikus hibának mindig kisebbnek kell lennie legalább egy nagyságrenddel a többi hibánál. Emellett számításai során azt állapította meg, hogy ha a felhasznált adatok időlépcsője például 6 órás, akkor a trajektóriák számolásánál használt időlépcső nem lehet nagyobb fél óránál.

3.2.2. Interpolációs hiba

Másik hibaforrás a trajektória számításához használt adatok interpolációjának hibájából fakad. *Walmsley és Mailhot* (1983) tanulmánya alapján az interpolált adatok közül is a legjelentősebb hibaforrás a horizontális szél hibájából adódik. Két interpolációs módszert, a lineárist és a köbösét hasonlították össze, aszerint, hogy melyikkel milyen mértékű lesz a hiba. Eredményük alapján a köbösessel az eredmény pontosabb lett, azonban ez aránytalanul sok számolási időt igényelt. Emellett vizsgálták, hogy a kiinduló adatoknál a rácsfelbontás vagy az időbeli felbontás okoz-e nagyobb hibát. Eredményeik alapján a

rácsfelbontás nem okozott számottevő eltérést, időbeli felbontásnál pedig a 3 órás időlépcső tűnt optimálisnak. Ennél természetesen lehet kisebb az időlépcső, de nem nő meg számottevően a pontosság. Mások is foglalkoztak azzal a kérdéskörrel, hogy a kiinduló adatoknál a térbeli felbontás fontosabb-e vagy az időbeli felbontás. *Walmsley és Mailhot* (1983) eredményeihez hasonlóan *Kuo et al.* (1985) és *Rolph és Draxler* (1990) is hasonló megállapításokat tettek, vagyis az időbeli felbontás fontosabb. Azonban van ellenvélemény is, ugyanis *Kahl és Samson* (1986) vizsgálatai szerint a térbeli felbontás a lényegesebb. *Bowman et al.* (2013) ebben a témában azt javasolja, hogy az időbeli felbontást kellene növelni, mivel ezzel lehetne valamelyest lehetne csökkenteni a hibák számát. A térbeli felbontás szempontjából a mai globális modellek kimenő adatainak felbontása – amiből a trajektória programok dolgoznak – szerinte már elegendőek.

Stohl et al. (1995) végeztek egy átfogó vizsgálatot a horizontális szél interpolációjához használatos módszerek között: öt féle eljárást hasonlítottak össze. Az első a legegyszerűbb, amikor is megnézik, hogy melyik rácspont van az adott ponthoz a legközelebb, és ekkor ennek a legközelebbi rácspontban lévő szél adatot rendelik hozzá az adott ponthoz. Ez produkálja a legnagyobb hibát, ellenben ezzel a módszerrel fut le leggyorsabban a számítás. Egy másik módszerben a pont körüli rácspontok értékeit lineárisan súlyozzák az alapján, hogy mennyire vannak távol az adott ponttól. Ezzel a módszerrel kicsit csökkent a számítási hiba, azonban az első típusú interpolációhoz képest ötszörösére nőtt a számítási idő. Ezen kívül vizsgálták még a bilineáris, négyzetes és kettős köbös interpolációt. A bilineáris interpoláció olyan megoldás, ami már tényleg jobb, mint a legközelebbi ponthoz viszonyítás módszere, és bár ennek is nő közel háromszorosára a számítási ideje, de ennek használatán még el lehet gondolkozni, mert nem annyival időigényesebb. A kettős köbös interpolációval kapták a legpontosabb eredményt, azonban ennek használata az elsőhöz viszonyítva már harminchatszoros megnövekedett számítási időt eredményezett, ami miatt ennek használata nem gazdaságos.

3.2.3. Vertikális szél számítása

A vertikális szél meghatározása az egyik legnehezebb ugyanis már a mérése is nehézkes. Ennek közelítésére hidrosztatikus modellek esetén az ω -egyenletet alkalmazzák. Az ω -egyenletből származó hibák megállapításával is foglalkoznak tanulmányok (*Sardeshmukh és Liebmann, 1993; Stohl et al., 1995*), azonban ezek szerint nem nagyon van ennél jobb módszer, és például a horizontális szél interpolációjának hibájához képest még mindig kisebb hibát hordoz.

3.2.4. Adat hiba

Természetesen a számítások eredményeit befolyásolják azon kiinduló adatok, amiket a leggyakrabban numerikus modellek analízis mezői és köztes előrejelzési mezők szolgáltatnak. Azonban ezzel lehet a legkevesebbet kezdeni, mivel ha a használt adatmező alapvetően hibás, akkor a számításnak sem lesz köze a valósághoz.

3.3. Trajektória számító programok

Több elérhető, széles körben is használatos program létezik már a trajektóriák meghatározására, melyeket több területen is használnak. Az úgynevezett offline trajektória számító programok közül a FLEXTRA (Stohl *et al.*, 1995), a FLEXPART (Stohl *et al.*, 1998), a HYSPLIT (Draxler és Hess, 1998), a LAGRANTO (Wernli és Davies, 1997), és a TRAJKS (Scheele *et al.*, 1996) a legelterjedtebbek, de léteznek online trajektória programok is, mint például a COSMO modellhez fejlesztett trajektória számoló eljárás (Miltenberger *et al.*, 2013).

A trajektória programok között kevés alapvető különbség van. Mindegyik modell az (6) egyenlettel leírt módon határozza meg a trajektóriát és mindegyik a már említett Pettersen (1940) sémát használja ezen egyenlet megoldására, bár némelyik program lehetőséget ad más numerikus séma használatára is. Ezen kívül a különbségek még a használt és elérhető interpolációs lehetőségekben van, de az elméleti alapon nincs különbség.

Az online trajektória számításkor a numerikus modell számításával párhuzamosan zajlik a trajektória számolása is. Az első online trajektória számításról Rössler *et al.* (1992) írtak. Ilyen online számító programot fejlesztettek Miltenberger *et al.* (2013) a COSMO nem-hidrosztatikus modellhez. A program a COSMO szélmezőjét használja a számolásnál. A modell minden időlépcsőben – ami kevesebb, mint egy perc – szimulál egy szélmezőt, és ennek a szélmezőnek adatai alapján számolja a trajektóriát. Ez a módszer leginkább mezoskálán használható, tesztek során 2,2 km, 7 km és 14 km felbontású futtatásokat végeztek, amelyekhez tényleg szükséges a széladatok ilyen szintű térbeli/időbeli felbontása. A program egyik hátránya, hogy erőforrás igényes, ugyanis egy numerikus modellt is kell mellé futtatni, emellett csak előre felé tud számolni, tehát csak ún. forward trajektória számolására alkalmas. Utóbbi miatt is számunkra ez a módszer nem alkalmazható.

3.4. Nedvesség diagnosztika

Ha a nedvesség források keresésére trajektóriákat alkalmazunk, akkor a trajektórián

főleg a specifikus nedvesség változását vizsgáljuk. Ennek elemzéséhez a már meglévő és finomított módszert *Sodemann et al.* (2008b) foglalták össze.

Az egyik alapvető feltevés, hogy ha a trajektória egy szakaszán változik a specifikus nedvesség, akkor az megadja az adott szakaszon történő párolgás és csapadék hullás összegét.

$$\frac{\Delta q}{\Delta t} = E - P \quad (9)$$

$$\Delta q(t) = q(\underline{X}(t)) - q(\underline{X}(t - 6\text{óra})) \quad (10)$$

A (9) és (10) egyenletekben q a specifikus nedvességet jelöli, E a párolgást, P pedig a csapadék mennyiségét. Ha csökken a specifikus nedvesség, akkor az adott szakaszon, ahol ez bekövetkezett, ott feltételezhető, hogy a csapadék hullás került túlsúlyba. Ha nő a specifikus nedvesség, akkor a párolgás volt a meghatározó, tehát nedvességet vett fel a légréteg, de ennek a nedvességnek több forrása is lehet. Az általánosan elfogadott elképzelés szerint, hogyha a specifikus nedvesség növekedése a planetáris határrétegen (PHR) belül történik, akkor a forrás mindenképpen felszínről történő párolgás. Ha azonban a nedvesség felvétel a szabad légkörben történik, akkor nem állapítható meg a pontos forrás, csak elképzelés van rá. Az ilyen típusú növekedést a konvekciónak, hulló hidrometeorok párolgásának, turbulenciának, numerikus hibának vagy adat hibának tulajdonítják. Egyik olvasott tanulmány sem említette meg a konvergenciát, mint adott helyen specifikus nedvesség növelési tényezőt.

Az elemzések során az adott célterületről általában meglehetősen sok trajektória kerül kiszámolásra, azonban nem feltétlen szállít mindegyik jelentős mennyiségű nedvességet, sőt lehet nem is esett belőle csapadék. Ezen okokból a kiszámolt trajektóriákat a részletesebb elemzések előtt valamilyen módon szűrni kell. Annak meghatározására, hogy egyáltalán volt-e a célterületen csapadék hullás, a kezdőpontban számított relatív nedvesség mértékét szokták megszabni. *Sodemann et al.* (2008b) hasznos trajektóriának azt tekintették, aminek a célterületen lévő kezdőpontjában a relatív nedvesség több, mint 80%. *Winschall et al.* (2014b) ezt kiegészítették azzal a feltétellel, hogy az utolsó időlépcsőben csökkenjen a specifikus nedvesség. *James et al.* (2004) pedig azt is megszabták, hogy mekkora legyen a specifikus nedvesség csökkenése, hogy hasznosnak lehessen tekinteni. Ehhez kiszámolták a trajektóriák utolsó időlépcsőjében a specifikus nedvesség veszteségét, és összegezték azokat. Ezt lehet úgy is értelmezni, hogy a csapadék mennyiségét számolták össze. Ez után

különbféle küszöbértékeket vettek úgy, hogy főként a nagy nedvesség veszteséssel járó trajektóriákat hagyják meg. A megfelelő küszöbérték az volt, ahol már történt szűrés, de a szűrt trajektóriák által kapott specifikus nedvesség veszteség összege nem tért el drasztikusan a szűrés előtti állapothoz képest.

Az indított trajektóriák hossza szintén egy érdekes kérdés, tehát, hogy mennyi időlépcsővel menjünk vissza az időben, hogy még értelmezhető legyen az eredmény. Meg lehet például szabni egy konkrét időtartamot, amíg futtatjuk az összes trajektóriát. Az eddigi tanulmányok között van, ahol 20 napra futtatják (Sodemann *et al.*, 2008b; Sodemann és Zubler, 2010), azzal az indokkal, hogy ez már kellően lefedi a teljes időszakot. Másik futtatási idő a 10 nap (Drumond *et al.*, 2011; Winschall *et al.*, 2014b), melynek magyarázata a víz légkörben való tartózkodási ideje, ami körülbelül 10 nap. James *et al.* (2004) meghatározták, hogy a specifikus nedvesség vesztes mértékével megegyező mértékű párolgás mikor következett be, és az az előtti első specifikus nedvesség minimumáig mentek vissza időben. Ezt ők fő nedvesség felvételi ciklusnak nevezték, mely átlagosan 8 napra adódott. Sodemann *et al.* (2008b) 20 napra futtatták a trajektóriákat, de megállapításuk szerint 10 nap után nagyon romlik a pontosság. Ezzel együtt a számolások során az derült ki, hogy a releváns nedvesség felvétel és transzport folyamatok amúgy is maximum 7 nappal a vizsgált esemény előtt játszódhatnak le. Másik megoldási javaslatuk, hogy a trajektóriákat nem egy rögzített ideig futtatjuk, hanem addig, amíg a specifikus nedvesség nem lesz kisebb, mint 0,05 g/kg, mert ha ennél kisebb, akkor már száraznak tekinthető a légréteg.

A kiszámolt trajektóriákon több helyen is történhet nedvesség felvétel és még a célterület előtt csapadék is hullhat belőle. Mind a csapadékhullás, mint az újabb – az eseményhez időben közelebbi – nedvességfelvétel befolyásolja egy korábbi forrás hatását a végső csapadékban. Ennek matematikai meghatározását szintén Sodemann *et al.* (2008b) írták le. Ehhez a trajektória legkorábbi időpontjából indulunk el, és felírjuk az egyes időpontokban, hogy mekkora ott a specifikus nedvesség, és hogy mekkora volt a változása két időpont között. Az első növekedésnél kiszámolunk egy ún. hozzájárulási arányszámot, amit a specifikus nedvesség változás és az adott időpontban található specifikus nedvesség hányadosával kapunk meg:

$$f_n = \frac{\Delta q_n}{q_n} \quad (11)$$

A (11) egyenletben az n index az adott időpontot jelöli. Ha az első felvétel után egy újabb növekedés történik, akkor egyrészt az előbbi módon kiszámoljuk ennek a helynek is a

hozzájárulási mértékét. Másrészt azonban utána újra kell számolni a korábbi forrás hozzájárulását. Ehhez a korábbi specifikus nedvesség változást osztjuk el az újabb forrás időpontbeli specifikus nedvességével:

$$f_m = \frac{\Delta q_m}{q_n} \quad (12)$$

A (12) egyenletben m a korábbi időpont, n pedig az újabb időpontot jelöli. Ha pedig csapadék volt, tehát csökkent a specifikus nedvesség, akkor a korábbi specifikus nedvesség növekedéseket kell újrászámolni, ugyanis akkor annak egy része is kihullott. Ezt a következő egyenlet adja meg:

$$\Delta q'_m = \Delta q_m + \Delta q_n^0 \cdot f_m \quad (13)$$

A (13) egyenletben $\Delta q'_m$ a korrigált nedvesség változás a korábbi időpontban, Δq_m az eddigi nedvesség változás a korábbi időpontban, Δq_n^0 a csapadékhullás időpontjában a nedvesség vesztes mértéke és f_m pedig a korábbi időpontnak az addig kiszámolt hozzájárulási mértéke. Ezeket végig számolva lehet az egyes források mértékét súlyozni, meghatározva, hogy azok a végső csapadékhhoz milyen mértékben járultak hozzá.

3.5. Nemzetközi kutatások

A nedvesség forrásrégióinak intenzívebb kutatása az 1990-es években kezdődött. Mint azt korábban említettük, két fő csoportra lehet bontani az ilyen jellegű vizsgálatokat. Az egyik módszer klimatológiai szempontból vizsgálja, hogy átlagosan mely területeket lehet tekinteni egy adott térségben lehulló csapadék forrásaként, és hogy évszakonként ez hogyan változik (*Sodemann et al.*, 2008a, 2008b; *Knippertz és Wernli*, 2010; *Sodemann és Zubler*, 2010; *Drumond et al.*, 2011). A másik megközelítés pedig az egyes nagy csapadékos, szélsőséges helyzeteket teremtő (pl.: árvíz) események vizsgálatára irányul (*Reale et al.*, 2001; *James et al.*, 2004; *Winschall et al.*, 2014a, 2014b; *Piaget et al.*, 2015). Tehát, hogy honnan jött az a nagy mennyiségű nedvesség, ami a célterületen leesett, és kapcsolódtak-e hozzá a forrásterületen valamilyen anomáliák (pl.: tengerfelszín hőmérséklet).

3.5.1. Klimatológiai kutatások

Sodemann et al., (2008a; 2008b) előbbieken már sokat hivatkozott tanulmányukban Grönland vonatkozásában vizsgálták klimatológiai szempontból a forrásokat. Számunkra ennek eredménye a források területi szempontjából nem hasznos, azonban a források

típusának meghatározása már fontosabb lehet. Ugyanis a vizsgálataik alapján a párolgás miatti források – tehát a planetáris határregegen (PHR) belüli nedvességnövekedések – több, mint háromszorosát adták a végső nedvességnek a PHR feletti forrásokhoz képest.

Minket jobban érintő klimatológiai vizsgálatokat folytattak az Alpok (*Sodemann és Zubler, 2010*) és a Földközi-tenger (*Drumond et al., 2011*) vonatkozásában. Az Alpok esetében 1995 és 2002 között vizsgálták a csapadék forrásterületeit. A fő források a Földközi-tenger nyugati része, az Atlanti-óceán és a szárazföldi párolgás volt. Az eredmények alapján, télen a Földközi-tenger nyugati része és az Atlanti-óceán a meghatározó. Tavasszal eléggé kiegyenlítették az egyes források. Nyáron a szárazföldi párolgás a legmeghatározóbb. Ősszel pedig a Földközi-tenger nyugati része és az Atlanti-óceán válik megint dominánssá.

A Földközi-tengerrel kapcsolatos kutatásban a 2000 és 2005 közötti időszakot elemezték. A források tekintetében az előbbihez hasonló eredményt adta, mind térbeli, mind időbeli eloszlását tekintve. Vizsgálták azt, hogy amikor csapadékosabb volt egy év, akkor volt-e valamilyen változás, de csak azt állapították meg, hogy nagyobb területről érkezik a nedvesség, de időbeli és térbeli eloszlása nem változik. Tehát például az Atlanti-óceán nagyobb területéről párolgott el a nedvesség, majd gyűlt össze, és hullott ki. A tanulmányból a számunkra érdekesebb eredmény a Földközi-tengeren belül az Adriai-tenger területére vonatkozó források. Ugyanis megjelennek Szahara feletti források is, ami nyilvánvalóan nem párolgás eredménye, hanem sokkal valószínűbb, hogy magasabb szintű konvergenciák valamint a trópusok felőli nedvesség sivatagi területek fölött történő áthaladásának eredménye.

Klimatológiai vizsgálatot végzett *Knippertz és Wernli (2010)* is, azonban ők nem egy célterületre érkező nedvesség forrását vizsgálták, hanem azt, hogy a trópusi területekről a mérsékelt övbe mely útvonalakon áramlik be a nedvesség, és ennek milyen évszakos változása van. A vizsgálatokhoz ERA-40 adatbázist használtak, és 23 éves időszakot ölelt át a tanulmány. Négy fő forrásterületet állapítottak meg: 1, Csendes-óceán nyugati része; 2, Csendes-óceán keleti része; 3, Karib-térség; 4, Atlanti-óceán középső térsége.

3.5.2. Nagy csapadékos helyzetek elemzése

2002. augusztus 11–13. között az Elba árvizét heves esőzések okozták, melyhez hozzájárult az előtte – augusztus 6–7. között – lehullott csapadék is. Ezt az esetet elemezték *James et al. (2004)* – az előbbiekhöz hasonlóan – trajektória alapú módszerrel. A

megállapításuk alapján a fő nedvesség transzport útvonal vertikálisan a 2–4 kilométeres magasságban történt. A források területi eloszlása pedig függött attól, hogy melyik csapadékos napot vizsgálták. Még augusztus 11-én a fő források a Genovai-öböl és Algéria partvidéke volt, augusztus 12-én eltolódott Kelet-Európa felé és a fő forrás a Fekete-tenger északi része volt, augusztus 13-án pedig teljes egészében a Kelet-Európai régió volt a meghatározó. A források ilyen jellegű időbeli és térbeli változását a ciklon forgásával lehet magyarázni.

1998. szeptember 30. és október 8. között Franciaországban, Olaszországban és Szlovéniában hullott nagy csapadék, melyet *Reale et al.* (2001) vizsgálták. A tanulmány fő megállapítása, hogy a nagy nedvesség, ami ilyen esőzéseket okoz, az származhat az Európáig eljutó mérsékelt övi ciklonná alakuló atlanti hurrikánból is.

Winschall et al. (2014a) tanulmányukban a 2010. május 16. és 18. közötti heves esőzést vizsgálták, ami a Zsófia nevű ciklonhoz kapcsolódott, és ami Magyarországon is jelentős árvizeket okozott [5,7 – met.hu]. A cikk más tanulmányoktól eltérő eredménye, hogy megjelent az erősebb PHR feletti forrás, és ezen belül is az Afrika feletti (0° – 20° É közötti) régió. Ezt az ott lezajló konvekcióknak tulajdonították. Emellett a vizsgált terület határán belépő nagyobb mennyiségű szabadlégköri nedvességet is figyelembe vették. A végeredménye az lett, hogy a fő forrás 45%-kal az európai szárazföldi párolgás lett, az Atlanti-óceán 15%-kal járult hozzá és az afrikai területekről érkező nedvesség pedig ezzel megegyezően szintén 15%-os hozzájárulást eredményezett.

Winschall et al. (2014b) készítettek egy átfogóbb vizsgálatot a nagy csapadékos helyzetekre. 1989 és 2009 közötti időszakból kiválasztották évszakonként az ötven legcsapadékosabb napot Dél-Franciaország, Alpok, Genovai-öböl és Észak-Olaszország területén, és ezek forrásait vizsgálták. Tehát a nagy csapadékos helyzeteknek egyfajta klimatológiai vizsgálatát végezték el. A vertikális források tekintetében eléggé meghatározó volt a PHR-en belüli források aránya ($\approx 90\%$). Szinoptikus analízisek alapján minden évszakban egy teknő helyezkedett el Franciaország felett, ami meleg-nedves levegőt szállított dél felől és leginkább az orográfia hatására hullott ki. A párolgási anomália vizsgálata alapján az Atlanti-óceán térségében – nyár kivételével – intenzívebb volt a párolgás az esemény előtti 3 napban. Ugyanilyen párolgási anomália jelentkezett a Földközi-tenger térségében is, de akkor csak az esemény előtti napon. Az összesített területi források évszakai eloszlása a klimatológiai vizsgálatokkal hasonló eredményt adott, azonban az egyes eseteket külön vizsgálva nagy eltérések adódhattak. Az egyik meglepő eredmény,

hogy a Földközi-tenger hiába helyezkedik el a célterülethez közel és adhatna nagy mennyiségű nedvességet, mégse domináns annyira egyik esetben sem, mint amit várni lehetne. Ez azt is mutatja, hogy sok forrásból tevődhet össze a nagy mennyiségű nedvesség. További eredmény, hogy a végső nedvesség 50 %-a az esemény előtti körülbelül 2–3 napon már összegyűlik. Egyes eseteket vizsgálva megjelent náluk a hosszú távú transzport az Atlanti-óceán nyugati részéből (1991. június 7.) és az Atlanti-óceán trópusi térségéből származó nagy nedvesség (1996. december 19.) is.

3.6. Magyarországi kutatások

Nedvesség források kutatásával Magyarországon eddig kevesen foglalkoztak. Az egyik ilyen tanulmányt Bottyán Emese végezte és írta le szakdolgozatában és diplomamunkájában (Bottyán, 2013, 2015). Ő klimatológiai szempontból vizsgálta a Magyarországra hullott csapadék forrásait 2012 és 2014 között. A vizsgálataihoz használt izotópos módszert és trajektória számolást is. Források szempontjából azt a megállapítást tette, hogy a Magyarországra hullott csapadék nagy része az európai kontinens Kárpát-medencén kívüli szárazföldi párolgásából származik. Utána a Kárpát-medencén belüli, tehát helyi párolgások a meghatározóak, majd a Földközi-tenger és az Atlanti-óceán. Egyéb források is vannak, de azok az előbbi négyhez képest elhanyagolhatók. Időbeli eloszlást tekintve pedig télen az Atlanti-óceán a meghatározóbb, tavasszal és ősszel a Földközi-tenger, a többi időszakban pedig a szárazföldi párolgás.

4. Az alkalmazott módszertan

4.1. Trajektóriák meghatározása

A trajektóriák számolására több kész program létezik (3.3. fejezet), azonban vizsgálatainkhoz egy saját fejlesztésű programot készítettünk, így a program működési elvét teljes egészében ismerjük, tudjuk, hogy mit, miért és hogyan számolunk ki. Emellett, ha változtatni kell benne valamit a vizsgálatokhoz, akkor azt viszonylag könnyebb megtenni benne. A használt programozási nyelv a C volt.

A számoláshoz a programnak szüksége van a kiindulási rácspontokra és a meteorológiai adatokra. A kezdeti rácspontokat úgy határozzuk meg, hogy a vizsgált csapadékos területet körbe kerítjük egy sokszöggel és – a meteorológiai adatok felbontásának megfelelően – megnézzük, hogy mely rácspontok találhatóak a területen.

A meteorológiai adatokat az ECMWF 6 óránkénti analízis és 3 óránkénti előrejelzési netcdf fájlok szolgáltatják, melyek tartalmazzák a *keleti és északi* irányú szélkomponenseket; az omega értéket, mellyel a vertikális elmozdulást tudjuk számolni; a felszíni légnyomást és a választott paraméterek értékeit minden rácspontra. Ebben a dolgozatban szereplő eredmények esetében $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ felbontású ECMWF fájlokat használtunk.

Az útvonal szimulálása egy alulról és felülről korlátos tartományban történik. Felső korlátnak a 150 hPa-os szintet adtuk meg, ugyanis az már a troposzféra tetejét jelenti, ahol már szinte teljesen száraz a légkör. Az alsó korlátot a felszín jelenti, amit a trajektóriák utófeldolgozásánál vesszük figyelembe. Tehát az egyes trajektóriák adatait és útvonalát csak addig értelmezzük, amíg a légréteg a nyomásban megadott magassága alapján egyértelműen a felszín felett tartózkodott. Ha elérte a felszínt, akkor attól az időponttól kezdve nem vesszük tovább figyelembe.

A rácspontok közé eső pontokban lévő szélkomponens értékeket és az omega paramétert lineáris interpolációval kapjuk meg, hasonlóan a specifikus nedvességhez.

A trajektória egyes pontjainak számítása 10 perces időlépcsővel történik, az adatokat pedig óránként írjuk ki. A programnak a trajektória hosszát tekintve nincs korlátja, de jelen dolgozatban mi egységesen 5 napig követtük vissza a légrétegek útját. Ennek oka, hogy 5 nap után már jelentősen romolhat a számolás pontossága, így nő a trajektóriák által meghatározott területek bizonytalansága is. A program a számítást egyaránt időben előre és hátra is képes elvégezni. Azonban mivel mi korábbi eseteket tanulmányoztunk, és azon belül

is kezdeti forrásrégiókat, így időben hátra menő (backward) trajektóriákat számoltunk ki.

4.2. Nedvesség változás értelmezése

A korábban már bemutatott tanulmányokhoz hasonlóan mi is azt vizsgáltuk, hogy a trajektória mentén a specifikus nedvesség hogyan változik. Ha csökkent adott szakaszon q értéke, akkor ott csapadéktevékenységet vagy divergenciát tételezünk fel. Ha nőtt, akkor nedvességet vett fel, azonban annak forrását nem feleltetjük meg egyértelműen a szárazföldi párolgással. Ugyanis a mi munkahipotézisünk az, hogy adott helyen a nedvesség növekedés a konvergencia következtében is létrejöhet, sőt a szabadlégkörben egy légtestre nézve domináns folyamat lehet. Emellett nem teszünk különbséget, hogy az adott forrás a planetáris határrétegen belül, vagy a szabadlégkörben következett-e be.

4.3. Ciklonok nedvesség felvételi időszakának detektálása

Dolgozatomban minket főként a ciklon nedvesség-felvételi időszaka foglalkoztatott, tehát, hogy azt a nagy mennyiségű nedvességet, amit felvesz, és utána nagy csapadékmennyiséget okoz, az honnan származik. Ehhez a vizsgált ciklonokat körbekerítettük egy síkidommal, mely méretét úgy határoztuk meg, hogy a ciklon minden életszakaszában a ciklon nagy részét lefedje. Ez a méret esetről esetre változik, de eseten belül rögzített. Ezzel a síkidommal a ciklon pályáját követtük, tehát lagrange-i szemlélet módot alkalmaztunk.

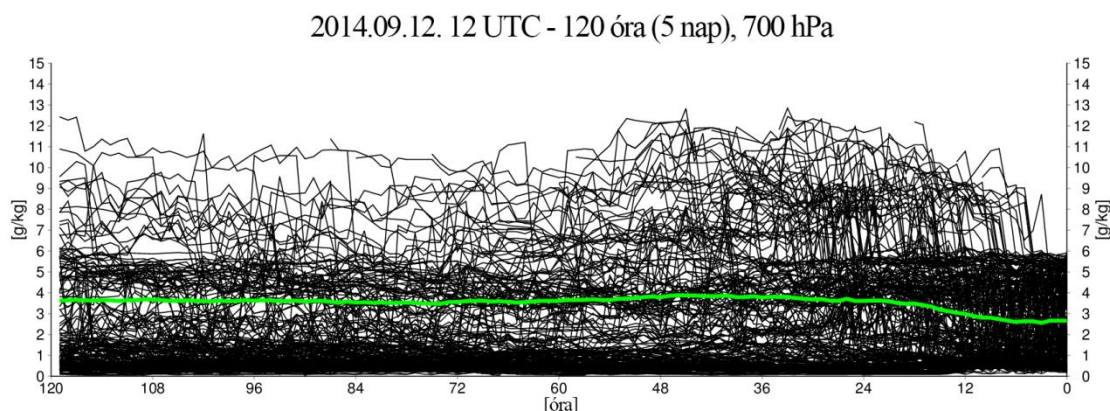
Annak meghatározására, hogy meddig tartott a nedvesség felvételi időszak, a ciklont lefedő síkidom oldalain nedvesség áram fluxusokat számoltunk. A trajektória egyes időpontjában a fluxust (ϕ) a (14) egyenlet alapján, a szélesség abszolút értékének és a specifikus nedvesség szorzataként határoztuk meg.

$$\phi_i = q_i \cdot |v_i| \quad (14)$$

Ezután meghatároztuk, hogy az egyes trajektóriák, hol és mikor léptek be a kijelölt területre, és a közvetlen belépés előtti időpontban és az azt megelőző 12 kiíratott időlépcsőben, tehát a megelőző 12 órában kiszámoltuk a fluxusokat, és azok közül a maximum értékeket vettük figyelembe. Ez alapján megkaptuk, hogy az egyes trajektóriák mekkora nedvességet áramoltattak a ciklon egyes szakaszaiban a ciklon területére. A trajektóriák ezen fluxusait összegezve az egyes futási időpontokban, majd ezeket ábrázolva, kirajzolódik egy nedvesség áram maximum, amikor a legtöbb nedvességet vette fel a ciklon, és utána pedig egy csökkenő rész, ahol már kezdett okkludálódni a rendszer.

4.4. Trajektóriák szűrése

A vizsgálatokat elvégeztük az összes kiszámolt trajektória felhasználásával. Azonban ez alapján nem feltétlenül lehet egyértelműen eldönteni, hogy a ciklon nedvességéhez mely területekről érkező trajektóriák járultak hozzá leginkább. Ugyanis nagyon sok trajektória van, ami csak nagyon kevés nedvességgel rendelkezik. Ahogy az *1. ábrán* is látható, sok trajektória 1–2 g/kg-mal rendelkezik csupán.



1. ábra

Egy tipikus trajektória futás eredménye. Az egyes trajektóriák specifikus nedvesség változásai, és az átlagos specifikus nedvesség változás (zöld vonal). 0 óra az indítási időpont.

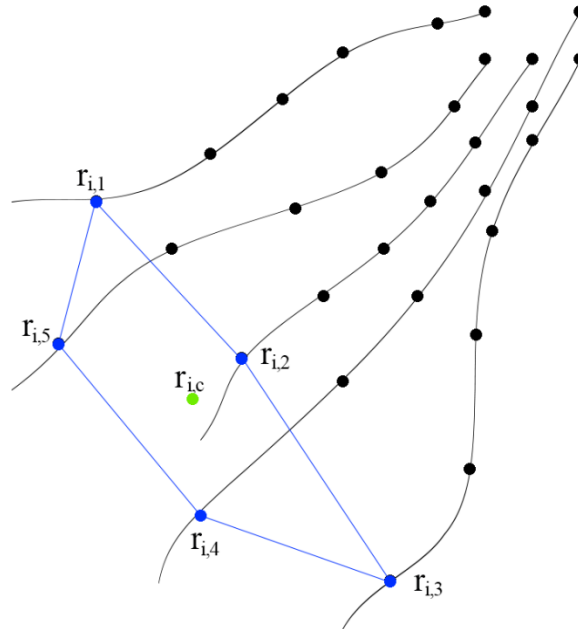
Vizsgálatunk során azok a trajektóriák voltak fontosak, amelyek a nedvesség döntő részét szállították a ciklonba. Ezért szűrést végeztünk el az alapján, hogy az egyes trajektóriák mekkora fluxussal rendelkeztek, mikor a vizsgált csapadékos területre beléptek. A fluxusokat az előző pontban leírt módon minden egyes trajektória esetébe kiszámoltuk, majd összegeztük. Ezután egy olyan küszöbértéket kerestünk, amivel a legtöbb nedvességet szállító trajektóriák maradnak meg, úgy hogy a megmaradt trajektóriák fluxus összege az eredeti, szűretlen állapotban számolt teljes fluxus 50%-át kiadják. Ezáltal a legmeghatározóbb trajektóriákat és a fő nedvesség áram területeket kapjuk meg. A vizsgált eseteknél ezzel a módszerrel a trajektóriák mindössze 15–20%-a maradt meg.

4.5. Trajektóriák súlypontja

További elemzéshez előállítottuk a trajektóriák súlyozás nélküli és a specifikus nedvességgel súlyozott súlypontbeli trajektóriáját. Ehhez a (15) képlet felhasználásával, minden egyes időlépcsőben meghatároztuk a trajektóriák által kifizített sokszög súlypontját (*2. ábra*). Az összes időlépcsőn végigszámolva kapjuk meg a súlypontok által létrehozott trajektóriát. Ha azonosnak vesszük a ρ értékét a (15) egyenletben – ami jelen esetben a specifikus nedvességet jelöli –, akkor súlyozás nélküli súlyponti trajektóriát kapunk, mely a

trajektóriák útvonalairól ad egy átlagos, összefogó képet. Ha viszont minden egyes időlépcsőben, minden egyes trajektória által meghatározott pontban az ott található nedvesség értékével szorozzuk meg az adott pont helyvektorát, akkor a specifikus nedvességgel súlyozott súlyponti trajektóriát kapjuk meg. Ez azért hasznos, mert ekkor a súlyponti trajektória eltolódik a specifikus nedvességben gazdagabb trajektóriák felé, így utalva a számunkra hasznosabb trajektóriák helyére.

$$\mathbf{r}_s = \frac{\sum_i \rho_i \mathbf{r}_i}{\sum_i \rho_i} \quad (15)$$



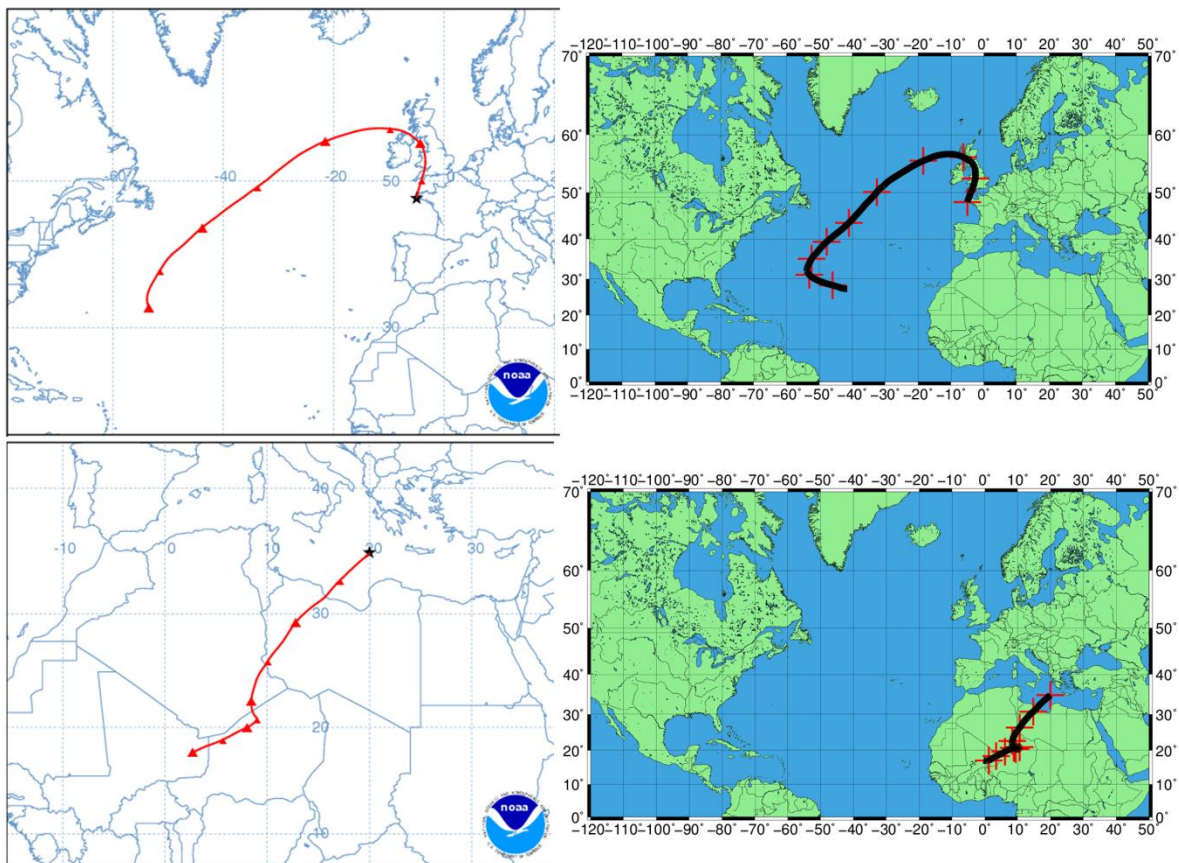
2. ábra

Súlyponti trajektória meghatározásának szemléltetése. Az \mathbf{r} a trajektóriák pontjait jelöl. Az első alsó index a trajektóriák időlépcsőjét adja meg, a második pedig a trajektóriák sorszámát. A c index a súlypontra vonatkozik. A kék színű pontok a kiszámolt trajektóriák azonos időlépcsőbeli pontjai, a zöld színű pedig az általuk kifeszített síkidom súlypontja.

4.6. Trajektória számítás verifikálása

A trajektória számoló programunk ellenőrzésére a NOAA ARL (National Oceanic and Atmospheric Administration Air Research Laboratory) HYSPLIT modelljét használtuk, mely ingyenesen elérhető és böngészőből is futtatható az alábbi honlapon: <http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>

Próba futtatásokat a 2014. december 1-ei esettanulmányra végeztünk el. A felhasznált adatbázis ebben az esetben a 0,5°-os GDAS (Global Data Assimilation System) volt, mely az NCEP analíziseket tartalmazza. Eredményként azt kaptuk (3. ábra), hogy a trajektóriák fő tulajdonságai, pálya irányai megegyeztek a saját futásaink eredményével. Természetesen kevés különbség volt, de az főként az eltérő analízis mezőkből, tehát a bemenő meteorológiai adatok kis eltéréseiből adódhattak.



3. ábra

Bal felső: NOAA ARL HYSPLIT modell trajektória futása. Kiinduló időpont: 2014.12.01. 18UTC. Kiinduló pozíció: 700 hPa, 48.0°E 5.0°NY. Piros nyíl: 12 óránkénti időlépcsőben a pozíció.

Jobb felső: Saját készítésű modell trajektória futása. Kiinduló időpont: 2014.12.01. 18UTC. Kiinduló pozíció: 700 hPa, 48.0°E 5.0°NY. Piros kereszt: 12 óránkénti időlépcsőben a pozíció.

Bal alsó: NOAA ARL HYSPLIT modell trajektória futása. Kiinduló időpont: 2014.12.01. 18UTC. Kiinduló pozíció: 700 hPa, 35.0°E 20.0°K. Piros nyíl: 12 óránkénti időlépcsőben a pozíció.

Jobb alsó: Saját készítésű modell trajektória futása. Kiinduló időpont: 2014.12.01. 18UTC. Kiinduló pozíció: 700 hPa, 35.0°E 20.0°K. Piros kereszt: 12 óránkénti időlépcsőben a pozíció.

5. Esettanulmányok

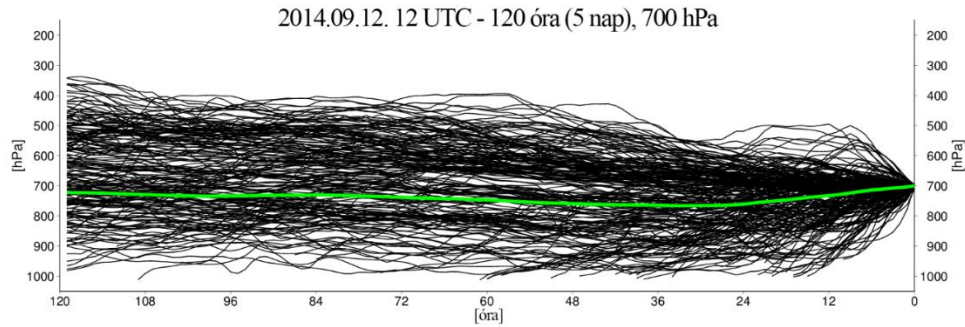
A vizsgálatok során olyan nagy csapadékos eseteket kerestünk, ahol a csapadék hullás nagy területen, országos szinten történt, és az ország nagy részén elérte az 50–100 mm-es mennyiséget. Tehát ciklonokat, szervezett rendszereket vizsgáltunk, mivel ezekben az esetekben a nedvesség felhalmozódása jobban visszakövethető, mint lokális, konvektív esetekben, amikor a csapadékmennyiség nagy része a helyi nedvesség újrahasznosításából származik.

A kiválasztott tíz eset közül kettő esetében (2015. május 20–27. (~80-100 mm), 2014. szeptember 10–15. (~80-130 mm)) a ciklon felhőkarjaiban beágyazódott zivatarvonalak okozta sávós csapadék okozott nagy mennyiségű esőt. A 2015. októberi (~50-70 mm) és a 2010. szeptemberi két esetben (~40-80 mm, ~40-60 mm) kevésbé volt konvektív a csapadék hullás jellege. 2014. december 1-én a nagy csapadék (~25-35 mm) extrém módon hullott, ugyanis nagy területen ónos eső formájában esett, így tovább fokozva a helyzet szélsőséges jellegét. Vizsgáltuk a 2013. júniusi dunai árvizet okozó csapadékot (~100-160 mm) is, ami ugyan nem hazánkban történt, de szintén nagy területen játszódtott le, és hatással volt hazánkra is. A 2014. október 21–25. esetben (~80-130 mm) egy hurrikán maradványa játszott szerepet a hazánkat érintő ciklonban, a 2013. március végi esetben (~70-90 mm) pedig három ciklon haladt át a Kárpát-medencén egy hét leforgása alatt. A *6.3. fejezetben* tárgyalt Zsófia (~70-140 mm) és Angéla (~70-120 mm) ciklon 2010 májusában két hét eltéréssel okozott jelentős mennyiségű csapadékot.

Az egyes eseteknek először röviden bemutatjuk a szinoptikus helyzetét, az esőzést kiváltó ciklonok kialakulását, a hullott csapadék mennyiségét és módját. Ezután mindegyik esetben a trajektória alapú számolásaink segítségével keressük a csapadék eredetét.

A vizsgált trajektóriákat a *4. fejezetben* leírt programmal számoltuk ki és az ott felvázolt vizsgálatokat végeztük el. Az elemzését minden esetben a 700 hPa-os szintről indított trajektóriákkal végeztük el. Ennek egyik oka, hogy a kondenzáció legnagyobb része ebben a magasságban összpontosul. Másrészt ebben a magasságban a visszapárolgott csapadék még kevésbé érezheti hatását, nem úgy, mint az alacsonyabb szinteken. Ugyanakkor a magasabb szinteken a nedvességtartam már jelentősen kevesebb, így kevésbé járul hozzá a teljes nedvesség áramhoz. A számításaink azt mutatták, hogy a 700 hPa-os trajektóriák meglehetősen stabilan sokáig a felszín felett maradnak, így messzire eljutnak, ezáltal megmutatva a légkörben uralkodó advekciónak viszonyokat. Mindez jól látható a *4.*

ábrán, ami egy tipikus trajektória futás eredményét mutatja, és az egyes trajektóriák magasság változásait jeleníti meg az idő függvényében. A zöld vonallal jelölt átlag jól mutatja, hogy a trajektóriák tényleg stabilan a légkörben maradnak, és kevés kivétellel nem érik el a felszínt.



4. ábra

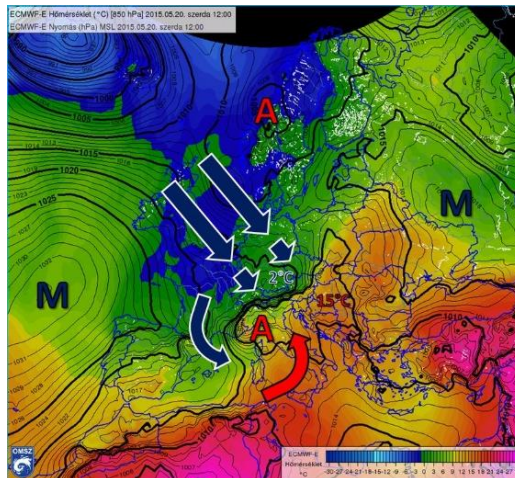
Egy tipikus trajektória futás eredménye. Az egyes trajektóriák magasság változásai, és az átlagos specifikus nedvesség változás (zöld vonal). 0 óra az indítás időpontja.

5.1. 2015. május 20–27.

5.1.1. Szinoptikus helyzet

2015. május végén intenzív, tartósan csapadékos napok voltak hazánkban, mely során helyenként 100 mm-t meghaladó csapadékmennyiséget is mértek. [1 – met.hu]

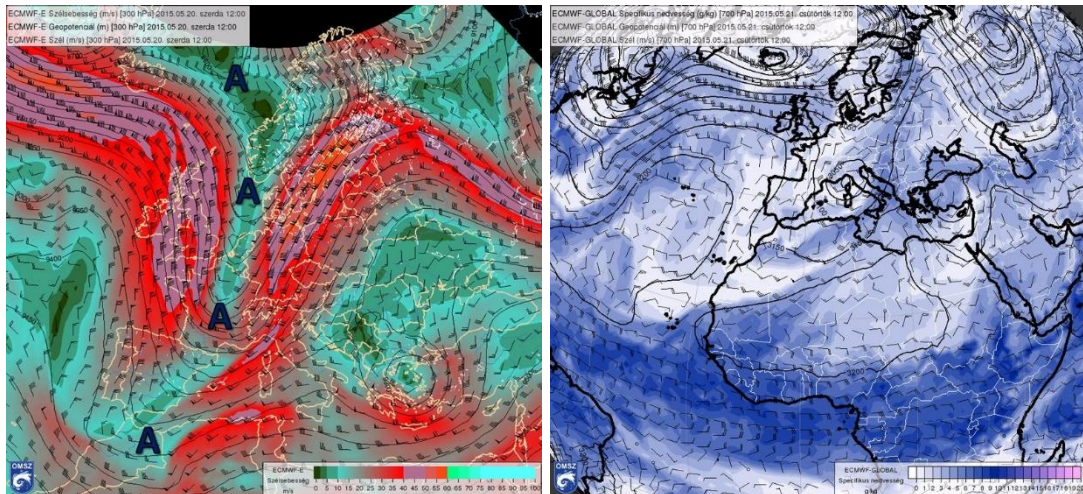
Az eseményt megelőzően északnyugatról érkező ciklon hidegfrontja elérte az Alpokat május 20-án. A front mögött áramló hűvös légtömeg, bejutva a Földközi-tenger medencéjébe, az Alpok déli oldalán el kezdte kialakítani azt a ciklont, mely a nagy mennyiségű csapadékot eredményezte. (5. ábra)



5. ábra

Tengerszinti légnyomás [hPa] (folytonos vonalak), 850 hPa – hőmérséklet [°C] (színezett terület).
(forrás: [1 - met.hu])

A folyamat erősödéséhez hozzájárult, hogy a magassági teknő jelentősen lenyúlt délre, melynek áramvonalai Afrika nyugati partjainál behatoltak a sivatagi leszálló légövbe és megmozgatták az attól délre felhalmozódott nagy nedvességtartalmú trópusi eredetű légtömegeket (6. ábra, bal). Ennek hatására a teknő előoldalán áramló levegőben a Szahara felett egy viszonylag keskeny, de erőteljes nedvesség áramlás is kialakult, mely elért egészen a ciklon területére, így kialakítva egy úgynevezett nedvesség hidat a trópusi nedves légtömeg és a ciklon között (6. ábra, jobb). Mivel a Szahara felett elhelyezkedő meleg levegőben a relatív nedvesség nagyon alacsony volt, így kicsapódással és csapadékkal nem hullott ki belőle víz. Emiatt a délről érkező nedvesség veszteség nélkül érkezhett a Földközi-tenger medencéjébe, ahol aztán gyorsan elkezdett hűlni és telítetté válni. Ez a délről érkező nedvesség feltehetően fontos adalékként szolgált ahhoz, hogy a ciklon nagy mennyiségű csapadékot okozzon.



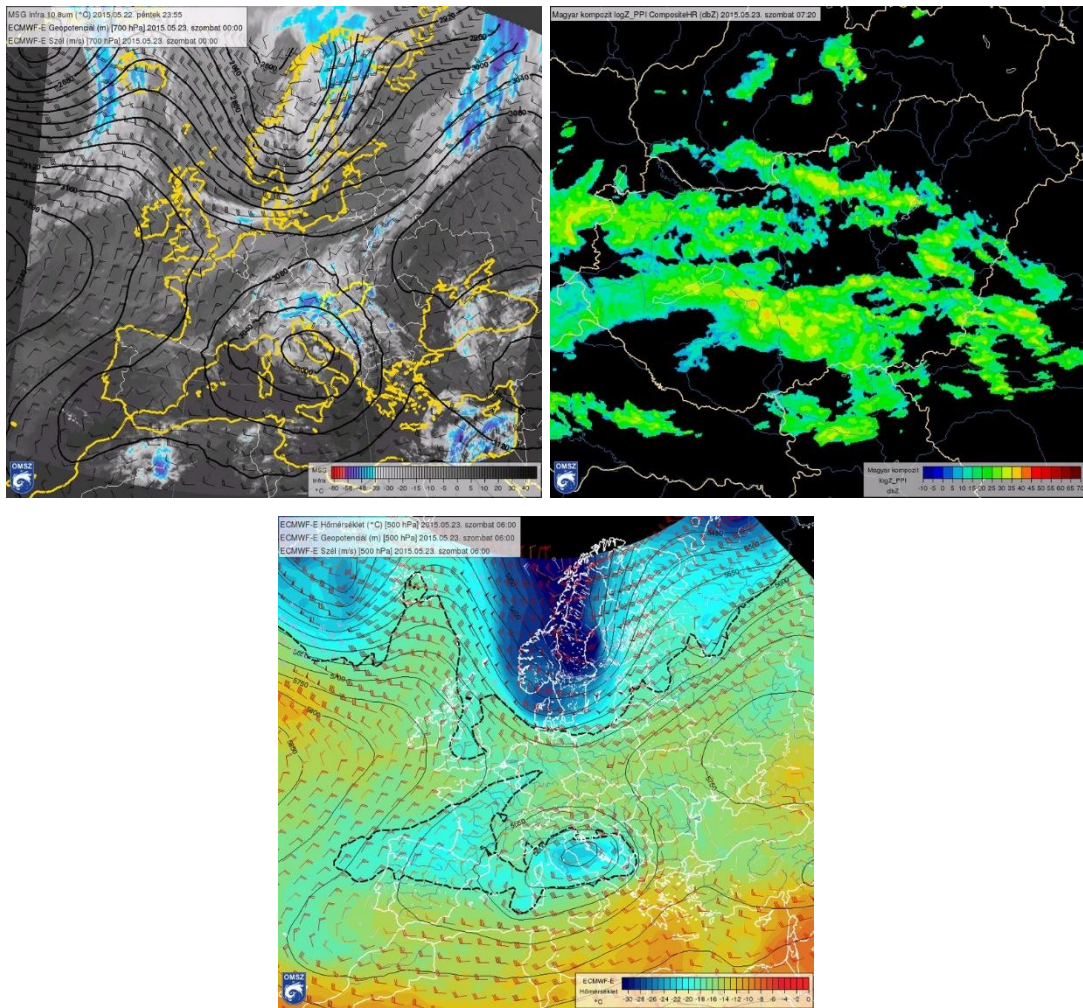
6. ábra

Bal: 300 hPa – geopotenciál mező [m] (folytonos vonalak), szélmező [m/s] (szélzászló, és erősséget jelző színezés). Az „A” felirat a hidegfronthoz kapcsolódó teknőt jelöli.

Jobb: 700 hPa – geopotenciál [m] (folytonos vonalak), specifikus nedvesség [g/kg] (színezett terület) és szélmező [m/s] (szélzászló).

2015. 05. 21. 12 UTC, ECMWF analízis. (forrás: [1 – met.hu])

Már május 20-án késő este az érkező hidegfront hatására zivatarok alakultak ki a Dunántúlon. A konvektív csapadék után a behullámozó frontrendszer mentén kialakuló összefüggő felhőzet okozott tartósabb esős időszakot. Május 22-én és 23-án a ciklon egyre zártabbá vált, és a csapadékot adó felhőzet karokba rendeződött (7. ábra, bal), melynek során az országban hulló csapadék is sávokban jelent meg (7. ábra, jobb). Ezekben 1 óra alatt akár 20 mm körüli csapadék is hullott. A csapadék fajtája záporos és réteges is volt, melyet a ciklonban kialakuló magassági hidegcsepp (7. ábra, alsó) határozott meg attól függően, hogy hideg beáramlást okozott (záporos) vagy elvonulóban volt (réteges).



7. ábra

Bal: EUMETSAT infravörös műholdkép, 700 hPa – geopotenciál mező [m] (folytonos vonal) és szélmező [m/s] (szélzászló). 2015.05.23. 00 UTC, ECMWF analízis

Jobb: Kompozit radarkép. 2015.05.23. 07:20 UTC.

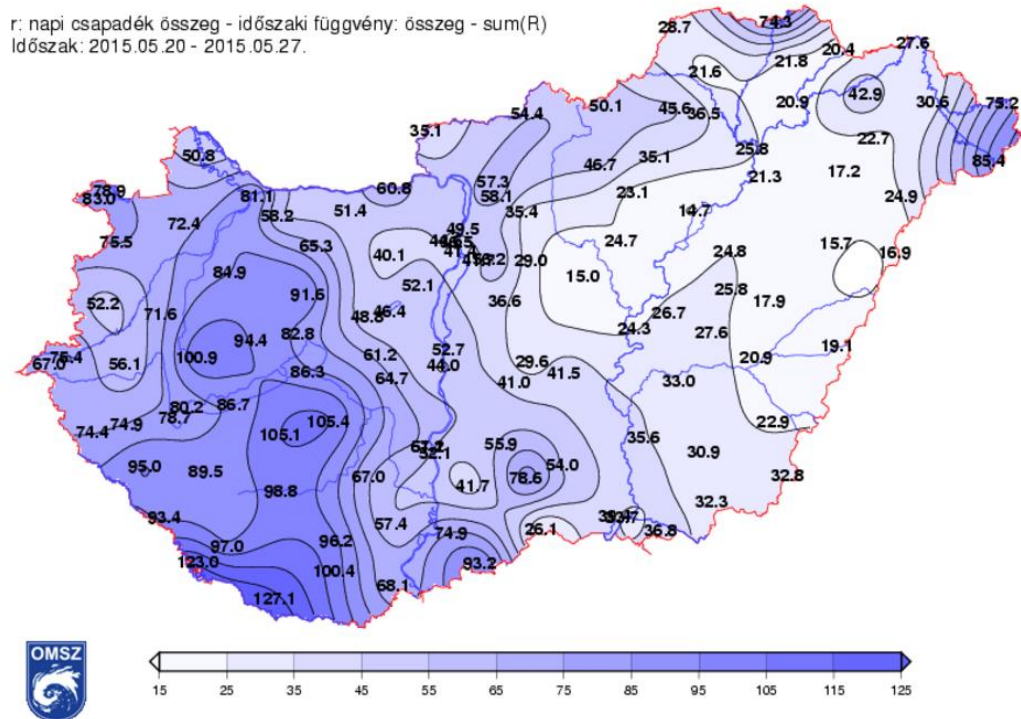
Alsó: 500 hPa – geopotenciál mező [m] (folytonos vonalak), szélmező [m/s] (szélzászló), hőmérséklet [°C] (színezett terület). 2015.05.23. 06 UTC, ECMWF analízis.

(forrás: [1 – met.hu])

Május 24-én a ciklon csapadékrendszere gyengült, azonban a magassági hidegmag május 25-én újra térségünk felé sodródott, melynek hatására főként a keleti területeken újabb csapadéktevékenység zajlott. Szatmár térségében nagyon heves zivatarok alakultak ki, köztük radar képek alapján feltehetőleg több forgó zivatarcella, szupercella is. Ennek eredményeképp pusztító jégeső és orkán erejű szél okozott károkat a területen.

Összességében egy hét leforgása alatt a Dunántúlon átlagosan 80 mm csapadékot regisztráltak és több helyen a 100 mm-t is meghaladta a csapadék mennyisége (8. ábra). Azonban ennek nagy része három nap alatt – május 22-23-24 – esett le. Vizsgálatunk szempontjából is ez az időszak a fontos, ugyanis az ekkor lehullott csapadék ténylegesen a ciklon által összegyűjtött és szállított nedvességből származott. A május 25.-ei zivatarok

azonban sokkal inkább konvektív jellegűek voltak, melyek során meghatározó lehetett a korábbi napokban hullott csapadék talajról történő párolgása. Így a lehullott nedvesség nagy valószínűséggel főként helyi eredetű volt.



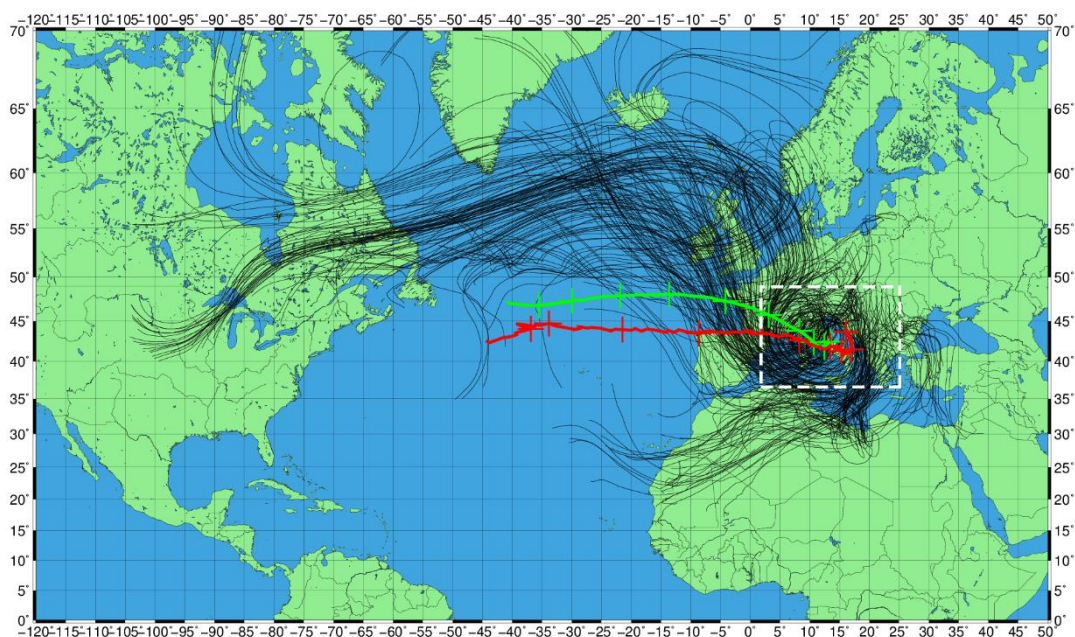
8. ábra
2015.05.20. és 2015.05.27. között hullott csapadékösszeg.
(forrás: OMSZ)

5.1.2. Trajektória alapú elemzés

A trajektória futások eredménye a 9. ábrán látható, ahol a kezdeti időpont 2015. május 22. 18 UTC volt, amikor már az országban is tartósan hullott a csapadék. Ezen megfigyelhető a trajektóriák két fő útvonala. Az egyik tipikus pálya az Atlanti-óceán északi részéből érkezett, míg egy másik jól elhatárolt trajektória csoport a Ráktérítő felől a Szaharán át jutott a vizsgált területre.

A trajektóriákat egyformának tekintő súlyvonal (zöld) és a nedvességgel súlyozott súlyvonal (piros) egymáshoz viszonyított eltérése azonban már utal a nedvesebb trajektóriák helyzetére. Látszik, hogy a súlyozott délebbre helyezkedik el, ami utal a nedvesség délies eredetű forrására. Ezt a feltételezést a 10. ábra erősíti meg, ahol a nedvesség áramok szerint szűrt trajektóriák láthatók. A meghatározó nedvességet szállító trajektóriák dél felől, a sivatagon keresztül érkeztek a ciklon területére, melyet ezután az hasznosítani tudott.

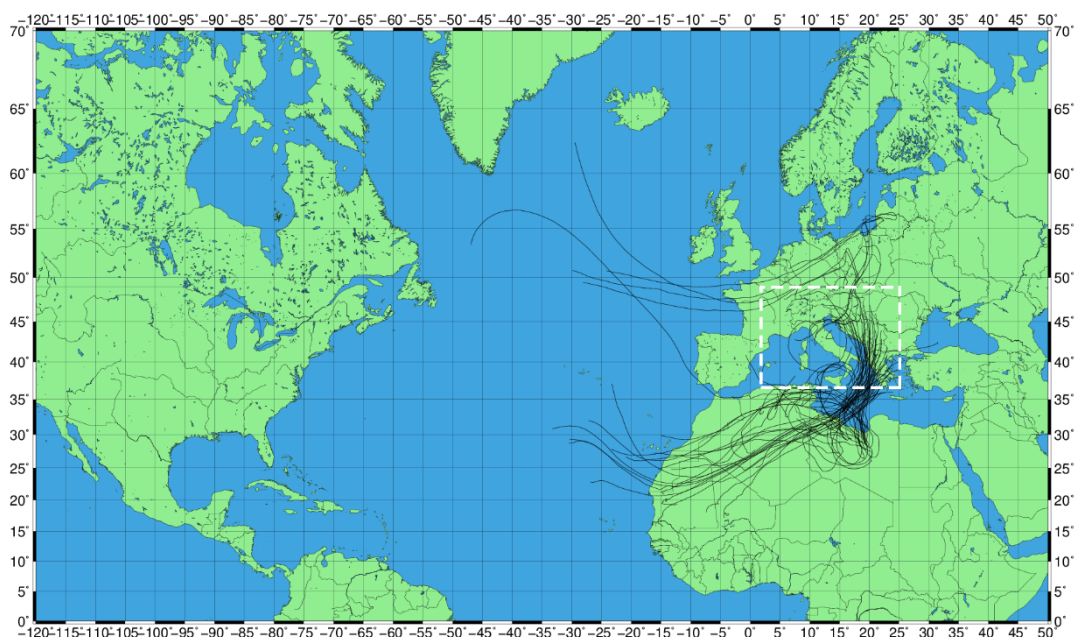
2015. május 22. 18 UTC - 120 óra (5 nap), összes trajektória



9. ábra

2015. május 22. 18 UTC időpontból 700 hPa-os szintről indított trajektóriák szűrés nélkül. Zöld vonal: összes trajektória súlyozatlan súlyponti trajektóriája, Piros vonal: összes trajektória specifikus nedvességgel súlyozott súlyponti trajektóriája, Fehér szaggatott téglalap: trajektóriák indítási területe.

2015. május 22. 18 UTC - 120 óra (5 nap), szűrt trajektóriák

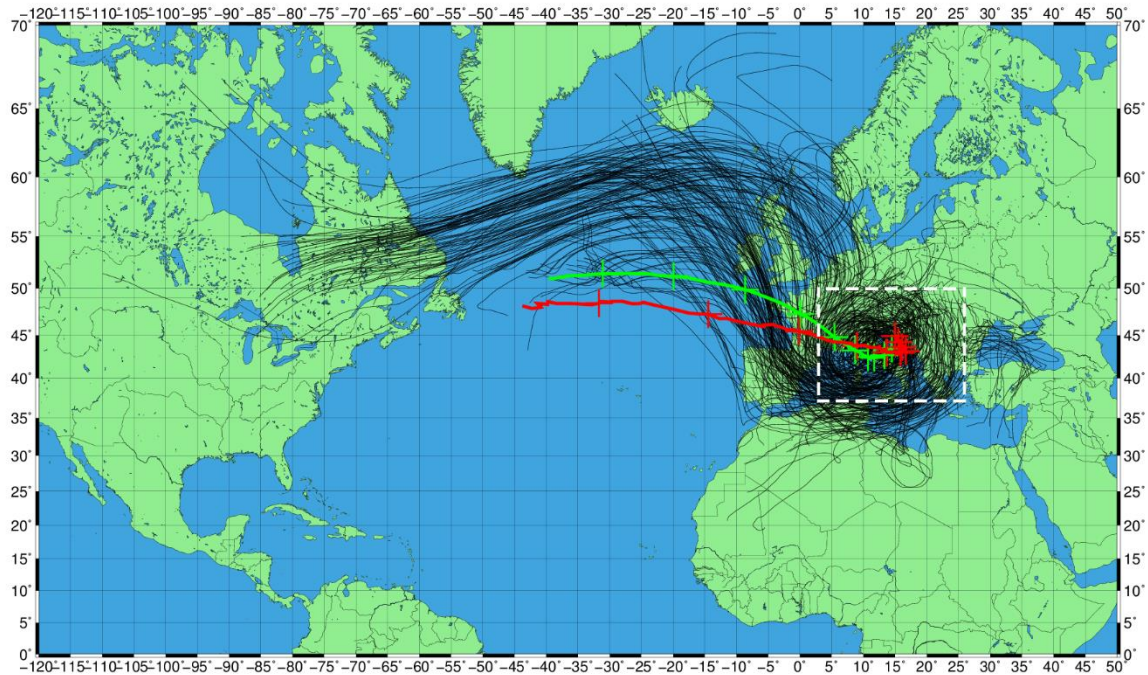


10. ábra

2015. május 22. 18 UTC időpontból 700 hPa-os szintről indított trajektóriák, nedvesség áram alapú szűrés után. Fehér szaggatott téglalap: trajektóriák indítási területe.

A 11. ábrán található trajektóriákat egy nappal későbbi időpontban, május 23-án 18 UTC-kor indítottuk. Ekkor a ciklon már záródott, egyre kevesebb nedvességet gyűjtött össze, és elkezdett gyengülni.

2015. május 23. 18 UTC - 120 óra (5 nap), összes trajektória

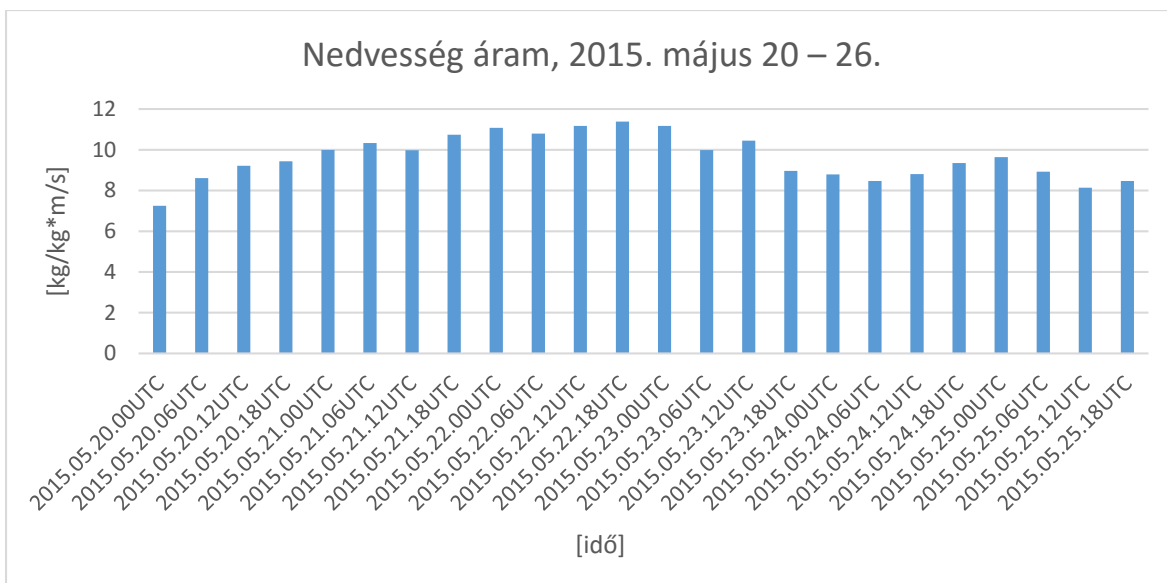


11. ábra

2015. május 23. 18 UTC időpontból 700 hPa-os szintről indított trajektóriák szűrés nélkül. Zöld vonal: összes trajektória súlyozatlan súlyponti trajektóriája, Piros vonal: összes trajektória specifikus nedvességgel súlyozott súlyponti trajektóriája, Fehér szaggatott téglalap: trajektóriák indítási területe.

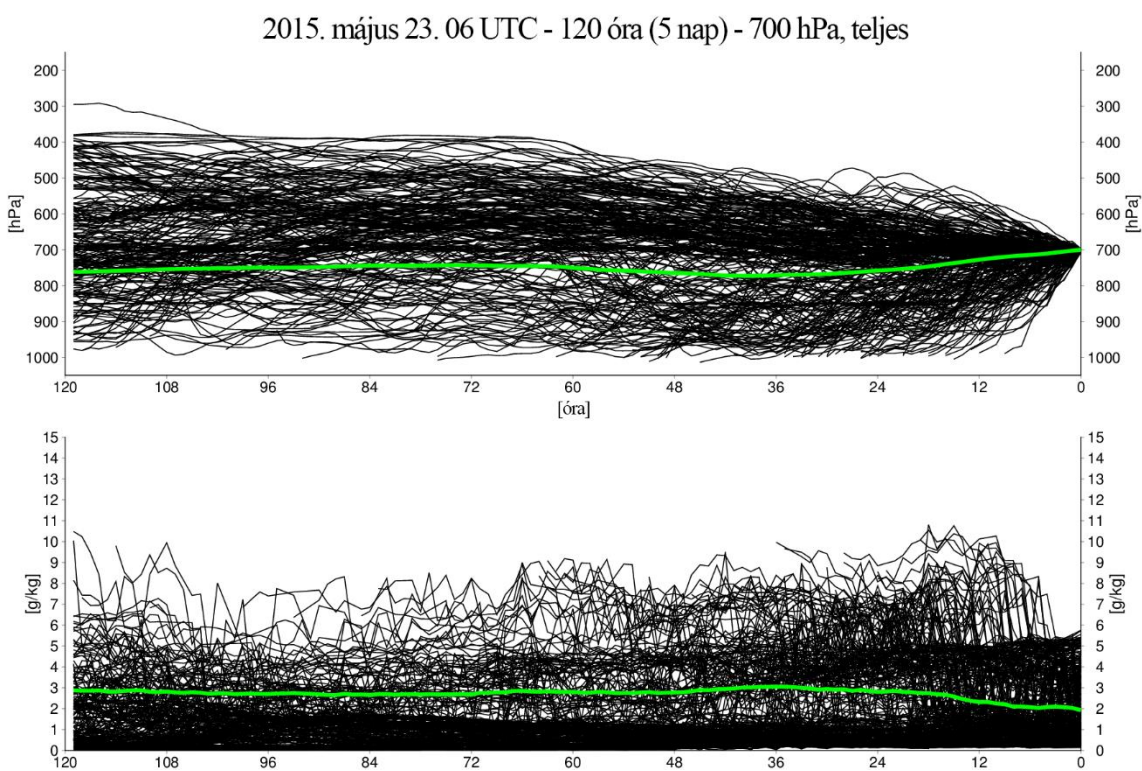
A 12. ábrán a követett ciklon területére áramlott nedvesség fluxust ábrázoltuk 6 óránként. Ezen is látható, hogy a ciklonba történő nedvesség beáramlás maximuma 22-én 18 UTC-s futáskor volt, és egy nappal később már csökkent a nedvesség áram.

A 13. ábrán a trajektóriák specifikus nedvességének (*alsó*) és magasságának (*felső*) időbeli változásai láthatóak május 23. 06 UTC kezdeti időpont esetén. Az figyelhető meg, hogy a trajektóriák többsége 5 napon keresztül átlagosan a 750 és 700 hPa-os szint között tartózkodtak, így az áramlási viszonyokat jól tudták reprezentálni. A specifikus nedvesség változását nézve azt lehet észrevenni, hogy az esemény előtti 12 órában csökkent a mennyisége, ami a ciklon csapadéktevékenységére utal.



12. ábra

2015. május 20 – 26 között 6 óránként indított trajektóriák nedvesség árama a ciklont lefedő síkdomb határa mentén.



13. ábra

2015. május 23. 18 UTC időpontból 700 hPa-os szintről indított összes trajektória magasságának (fent) és specifikus nedvességének (lent) időbeli változása. Zöld vonal: az adott érték átlaga

5.2. 2014. szeptember 10 – 15.

5.2.1. Szinoptikus helyzet

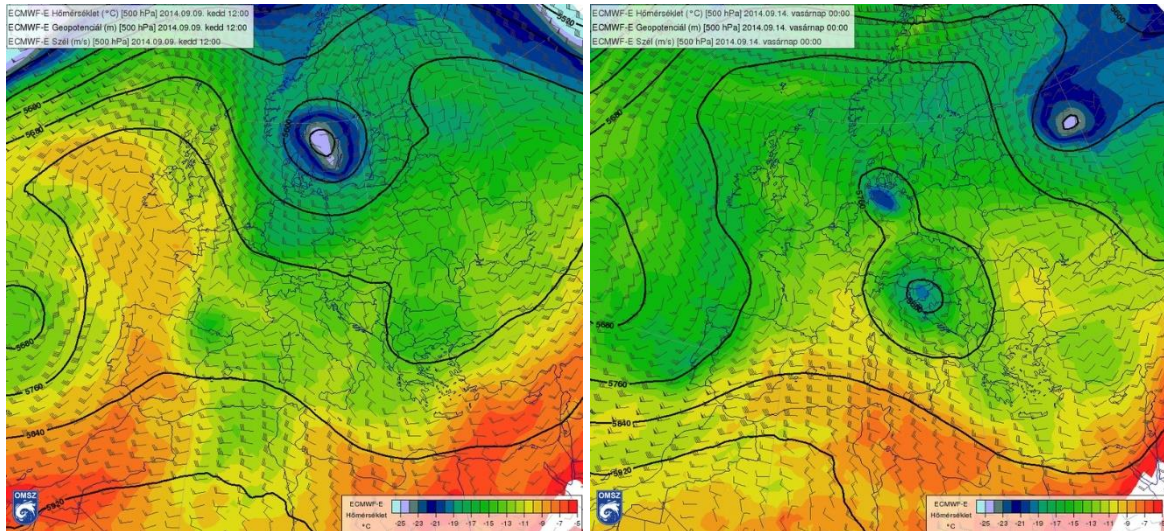
2014 szeptemberében a térségünkbe sodródott egy ciklon, mely tartósan itt tartózkodott. Ennek felhőkarjaiban kialakult zivataroknak köszönhetően az ország nagy területén rendkívül intenzíven nagyon jelentős mennyiségű csapadék hullott. Ennek következtében sokfelé alakultak ki helyi árvizek (ún. flash flood-ok) is. [2 – met.hu]

Az időszakot meghatározó rendkívüli időjárási helyzetet alapvetően két légköri körülmény befolyásolt. Az egyik, hogy a térség időjárását az eseményt megelőző időszakban is sekély ciklonok határozták meg. Az ezekben jellemző összeáramlás így jelentős nedvességet halmozott fel, és már augusztus folyamán is csapadékos volt az időjárás. Ennek köszönhetően a talajok sokfelé telítetté váltak.

A másik körülmény a nyugati szelek övében kialakult szinoptikus helyzethez köthető. A Brit-szigetek és Oroszország felett is egy-egy markáns magasnyomású anticiklon tartózkodott, melyek között egy ciklon helyezkedett el, ami leszakadt zárt hidegmaggal rendelkezett (14. ábra, bal).

Ez a ciklon délkeleti irányban mozdult el, és helyeződött át a Kárpát-medence felé. Közben a ciklon gyorsan elkezdett kimélyülni, azonban ezután a ciklon magja kettészakadt. Az egyik mag északnyugatnak indult és elkezdett töltődni, a másik pedig Horvátország felé helyeződött át és tovább mélyült. Ez a légörvény Horvátország felett sokáig helyben pörgött és többszörösen felcsavarodott felhőkarok alakultak ki, és csak nagyon lassan mozdult el kelet felé. A ciklon kicsi, zárt hideg magja okozta hidegáramlás (14. ábra, jobb) és az örvényesség erősen labilissá tette a térségünkben található levegőt, így kedvező feltételeket teremtve a zivatarok kialakulásának.

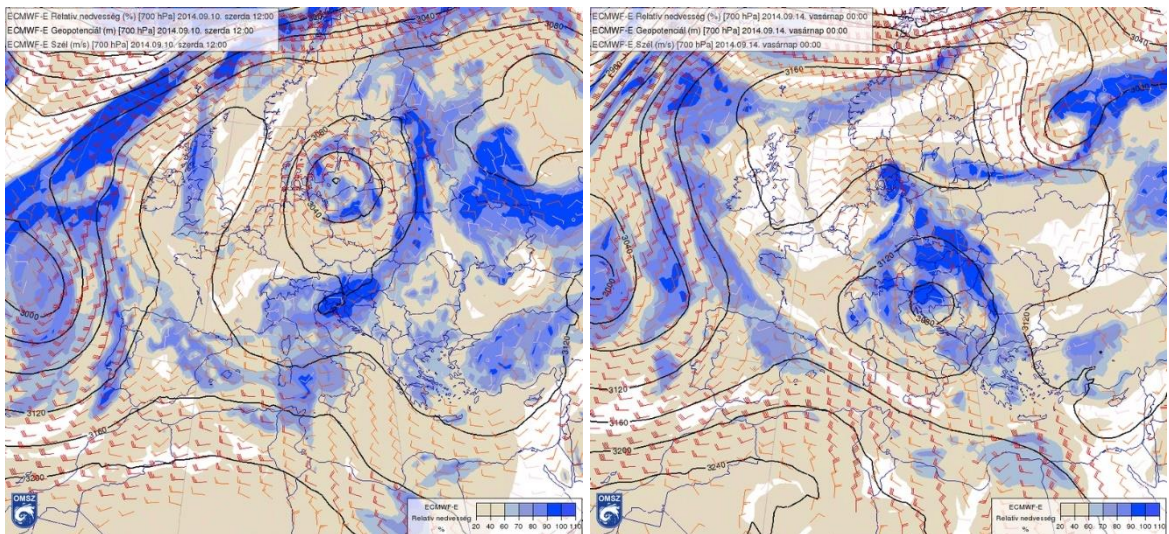
A ciklon fejlődésében fontos szerepe volt a térségben felhalmozódott nedvességnek, ugyanis ennek a zivatarfelhőkben való kicsapódásának köszönhetően jelentős feláramlás jelentkezett, mely elősegítette a ciklon kimélyülését. A 15. ábra bal oldali térképén látható a Horvátország felett 700 hPa-os szinten felgyülemlt nedvesség, mely később a ciklon deformációjának hatására karokba rendeződött (15. ábra, jobb).



14. ábra

Bal: 500 hPa – geopotenciál mező [m] (folytonos vonal), hőmérséklet [°C] (színezett terület), szélmező [m/s] (szélszázlő). 2014.09.09. 12 UTC. ECMWF analízis.

Jobb: 500 hPa – geopotenciál mező [m] (folytonos vonalak), hőmérséklet [°C] (színezett terület), szélmező [m/s] (szélszázlő), 2014.09.14. 0 UTC, ECMWF analízis
(forrás: [2 – met.hu])



15. ábra

Bal: 700 hPa – geopotenciál mező [m] (folytonos vonal), szélmező [m/s] (szélszázlő), relatív nedvesség [%] (színezett terület). 2014.09.10. 12 UTC, ECMWF analízis

Jobb: 700 hPa – geopotenciál mező [m] (folytonos vonal), szélmező [m/s] (szélszázlő), relatív nedvesség [%] (színezett terület). 2014.09.14. 0 UTC, ECMWF analízis
(forrás: [2 – met.hu])

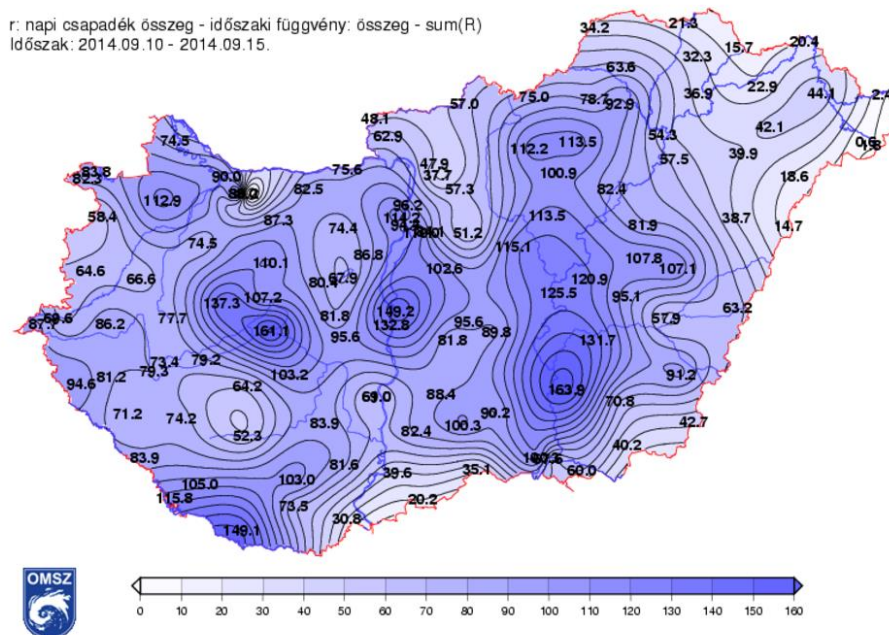
A lehullott csapadékra a sávos szerkezet volt a jellemző, mivel a ciklon csak nagyon lassan helyeződött át. A csapadéksávban található területeken a nagy mennyiségű csapadék egyik fő oka volt az is, hogy ugyanazon terület felett egymás után több cella is áthaladt.

Az időszak alatt az esőzésnek napi menete volt, egy délutáni, koraesti maximummal és éjszakai órákban történő megszűnéssel, gyengüléssel. Sok helyen az okozott szélsőséges

helyzetet, hogy a korábbi napon lehullott nagy mennyiségű eső után másnap az újra gyorsan kialakuló zivatarokból szintén jelentős mennyiségű csapadék esett.

A legszélsőségesebb helyzetek ott fordultak elő, ahol a zivatarcellák egyfajta torlódása történt. Ilyen helyzet állt elő szeptember 13-án Szentes, illetve Siófok térségében is. Szentesen egy délnyugati intenzív cella együttes ütközött a zivatarvonallal és okozott 69,8 mm mennyiségű esőt. Siófok térségében pedig a vonalban fejlődő cellák torlódtak egymásra, így okozva kiugróan magas csapadékmennyiséget (95,6 mm, 4 óra alatt) és helyi árvizeket.

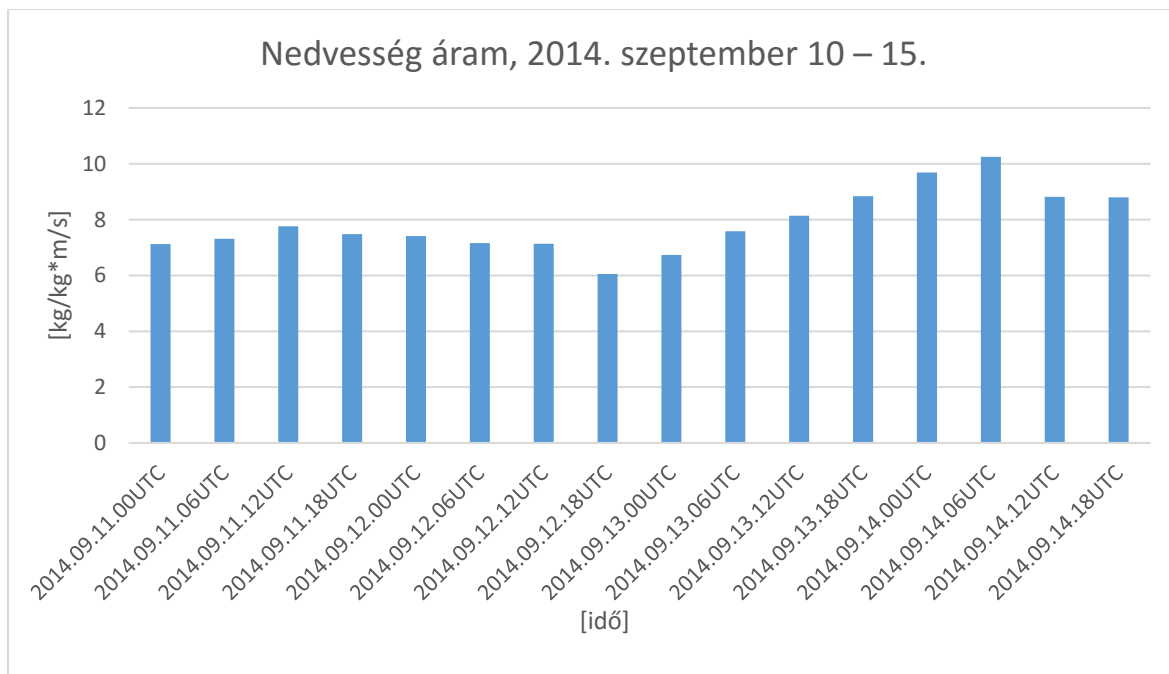
Napi bontásban nézve az extrém csapadékmennyiségeket, az időszak első napján – szeptember 10-én – Dél-Dunántúl volt a legérintettebb terület, Sellyén például 24 óra alatt 64,1 mm-t mértek. A második napon a Dunántúl középső része volt a legcsapadékosabb régió, ahol 47–55 mm közötti csapadék fordult elő, a maximum pedig Fehérvártsurgón volt 63,9 mm-rel. Szeptember 12-én újra a Dunántúl délnyugati részén voltak a felhőszakadások, Letenyén 67,2 mm esett, majd 13-án az Alföld középső részét érintették a heves esőzések. Végül még szeptember 14-én is rendkívül sok eső esett, főként az Alföldön 70 mm körüli maximumokkal. Az öt napos időszakban (szeptember 10. reggel – szeptember 15. reggel) sok helyen a 100 mm-t is meghaladta a csapadék mennyisége (16. ábra). Országos átlagban 77 mm esett, ami a szeptemberi hónap átlagos csapadékösszegének (47 mm) több, mint másfélszerese.



16. ábra
2014.09.10 és 2014.09.15 között lehullott csapadék mennyisége.
(forrás: OMSZ)

5.2.2. Trajektória alapú elemzés

A trajektóriák elemzése során azt tapasztaltuk, hogy amint a ciklon egyre délebbre sodródott, úgy jelent meg egy, a ciklonhoz kapcsolódó déliesebb áramlás is az északiak mellett. A 17. ábrán a nedvesség áramokat ábrázoltuk az egyes időlépcsőkben.

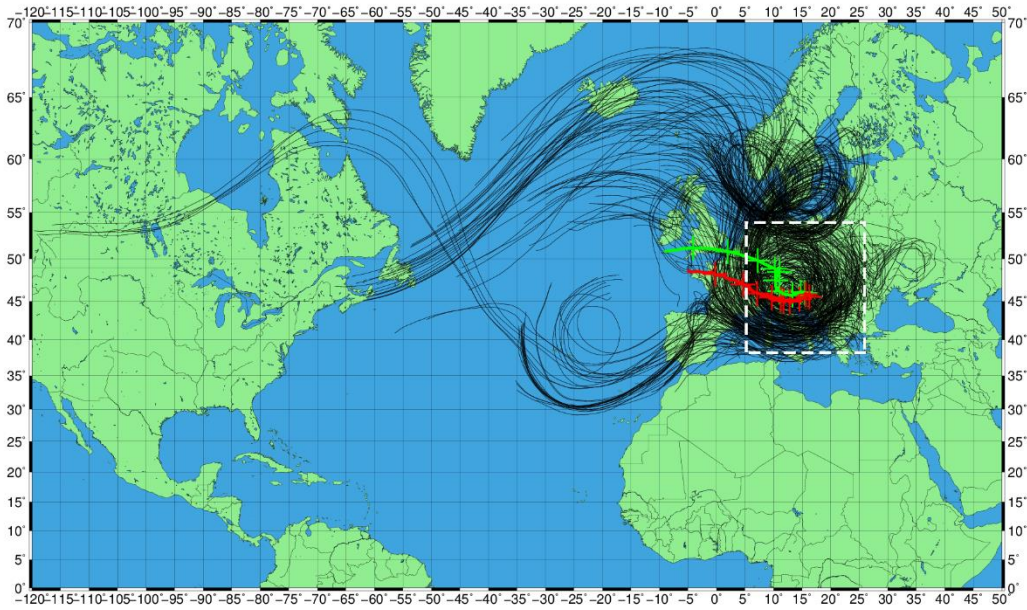


17. ábra

2014. szeptember 10 – 15 között 6 óránként indított trajektóriák nedvesség árama a ciklont lefedő síkidom határa mentén.

E szerint a 2014. szeptember 13. 06 UTC-s időponttól erősödött meg a nedvesebb levegő beáramlás a ciklonba. A trajektória számítások eredménye a 18. ábrán látható, ahol az említett két ág is szerepel. Ebben az esetben is a nedvességgel súlyozott súlyvonal (piros) délebbre helyezkedik el, a súlyozatlanhoz (zöld) képest. A szűrés utáni állapotot jelző 19. ábra alapján is a délies trajektóriák adódtak a nedvesség szempontjából meghatározóbbnak. Ennek magyarázata, hogy a szeptember 13-a előtti időszakban nem volt meghatározó nedvesség beáramlás, az lehet, hogy ekkor a ciklon még főként a Horvátország felett elhelyezkedő nedvességet hasznosította, ami már helyben volt.

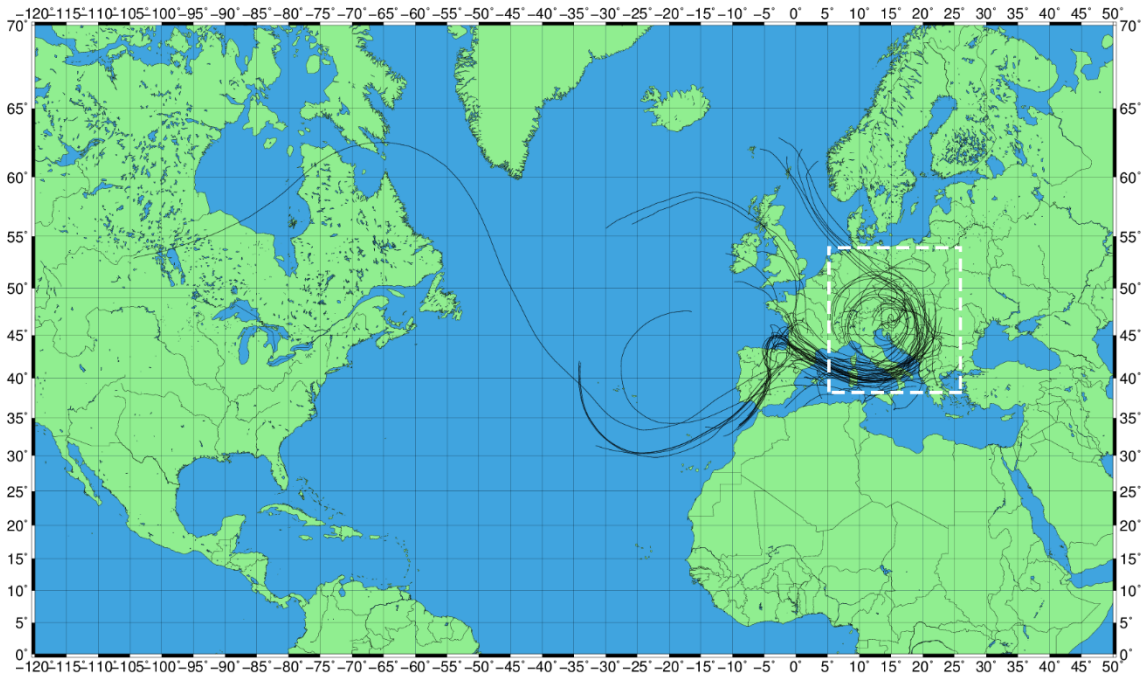
2014. szeptember 13. 06 UTC - 120 óra (5 nap), összes trajektória



18. ábra

2014. szeptember 13. 06 UTC időpontból 700 hPa-os szintről indított trajektóriák szűrés nélkül. Zöld vonal: összes trajektória súlyozatlan súlyponti trajektóriája, Piros vonal: összes trajektória specifikus nedvességgel súlyozott súlyponti trajektóriája, Fehér szaggatott téglalap: trajektóriák indítási területe.

2014. szeptember 13. 06 UTC - 120 óra (5 nap), szűrt trajektóriák

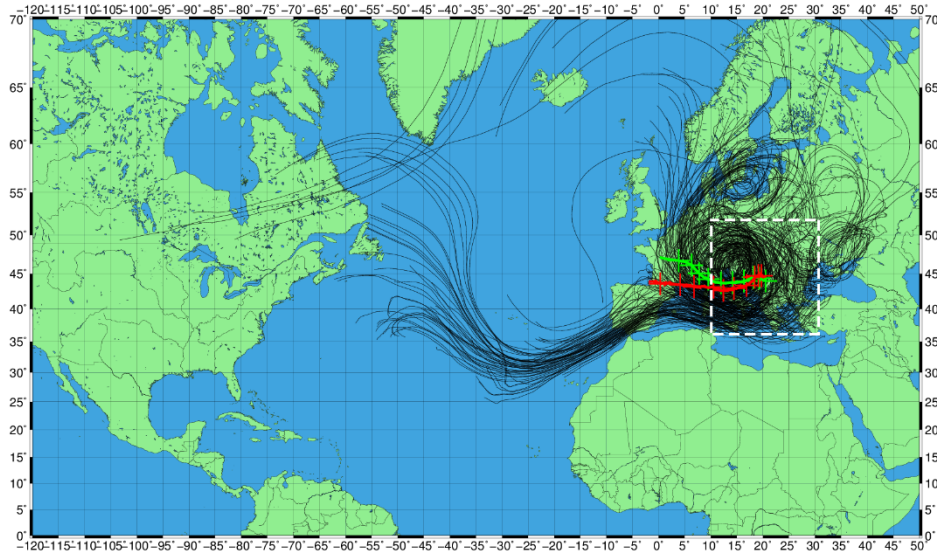


19. ábra

2015. május 22. 18 UTC időpontból 700 hPa-os szintről indított trajektóriák, nedvesség áram alapú szűrés után. Fehér szaggatott téglalap: trajektóriák indítási területe.

A 20. ábrán 2014. szeptember 14-én 18 UTC-kor indított futás alapján szinte megszűnt az Atlanti-óceán északi részéből származó légrések áramlása. Azonban továbbra is megmaradt a délies ág, aminek nedvesség árama még relatíve magas volt, azonban már el kezdett csökkenni, ahogy a nedvesség áramot bemutató 17. ábrán is szerepel.

2014. szeptember 14. 18 UTC - 120 óra (5 nap), összes trajektória



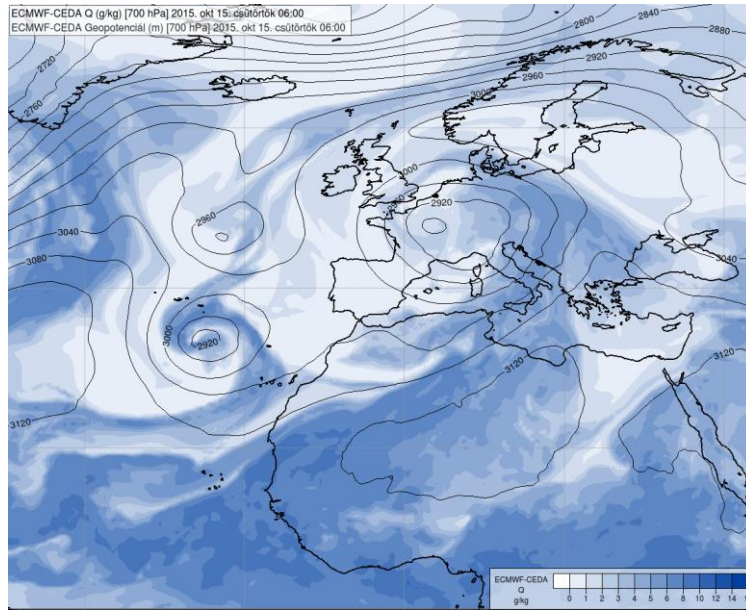
20. ábra

2014. szeptember 13. 06 UTC időpontból 700 hPa-os szintről indított trajektóriák szűrés nélkül. Zöld vonal: összes trajektória súlyozatlan súlyponti trajektóriája, Piros vonal: összes trajektória specifikus nedvességgel súlyozott súlyponti trajektóriája, Fehér szaggatott téglalap: trajektóriák indítási területe.

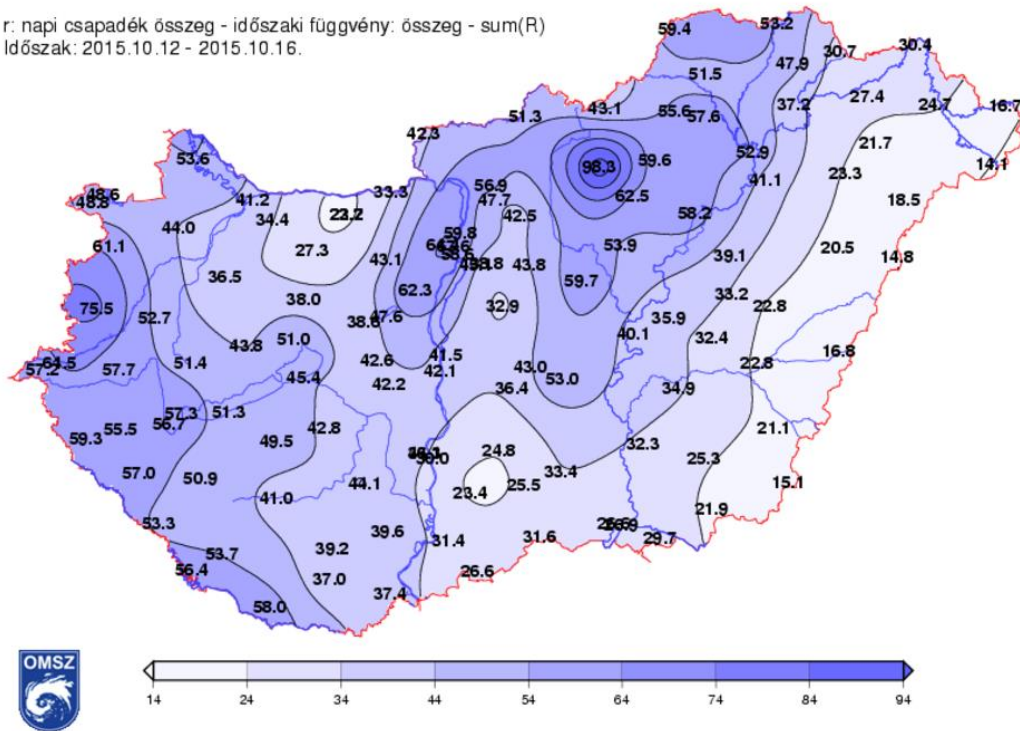
5.3. 2015. október 12 – 16.

5.3.1. Szinoptikus helyzet

A 2015. október közepén (12. és 16. között) lezajlott nagy csapadékot adó időjárási helyzet eltér az előző két esettől. Nem tekinthető rendkívülinek, sokkal inkább egy jellegzetes nagycsapadékos időjárási helyzetnek. Az atlanti térségből meglehetősen mély pályán érkező ciklon áramlási rendszere a korábbi esetekhez hasonlóan mélyen benyúlt Afrika fölé. Délnyugat-északkeleti pályán egy egyre keskenyedő, de szinoptikus skálájú nedves szállítószalag alakult ki, amely a Szahara térségéből szállított meleg, de viszonylag magas (5–6 g/kg) specifikus nedvességű levegőt Európa fölé (21. ábra, felső). A torlódó és lassan hűlő levegő az Alpok, majd a Dunántúl térségében okozott jelentős csapadékot, helyenként 2 nap alatt 60–70 mm-t (21. ábra, alsó). A folyamatot a jelentős csapadékon kívül szélsőséges időjárási jelenségek nem kísérték.



r: napi csapadék összeg - időszaki függvény: összeg - sum(R)
 Időszak: 2015.10.12 - 2015.10.16.



21. ábra

Felső: 700 hPa – geopotenciál mező [m] (folytonos vonal), specifikus nedvesség [g/kg] (színezett terület).

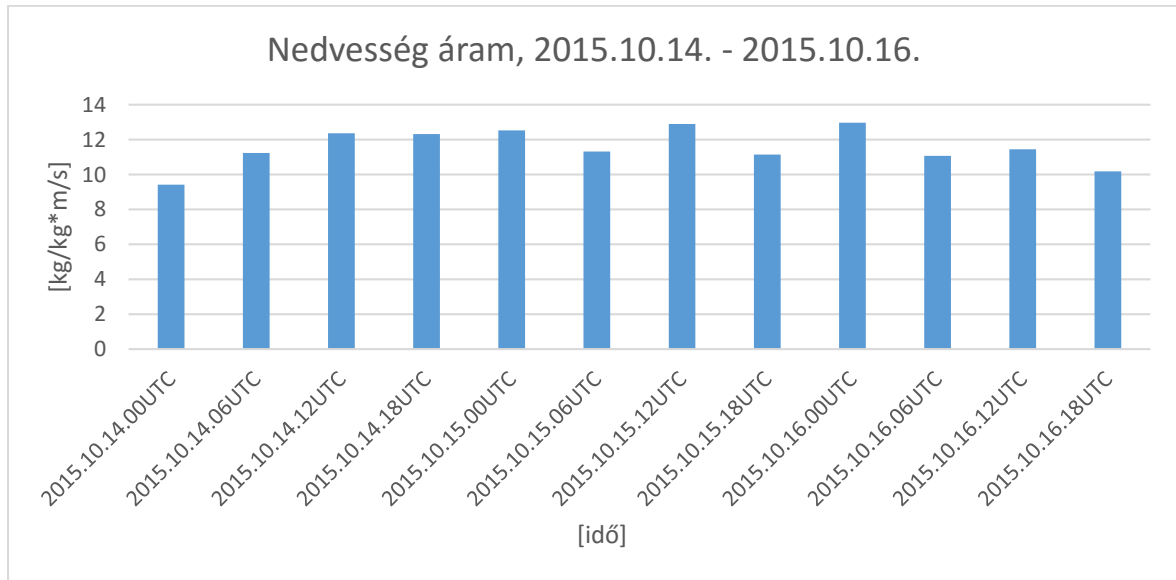
2015.10.15 06 UTC, ECMWF analízis

Alsó: 2015.10.12. és 2015.10.16. között hullott csapadékösszeg.

(forrás: OMSZ)

5.3.2. Trajektória alapú elemzés

Ebben az esetben vizsgálva a nedvesség áram értékeket október 14. 00 UTC és október 16. 18 UTC között, szintén megfigyelhető egy menet (22. ábra).



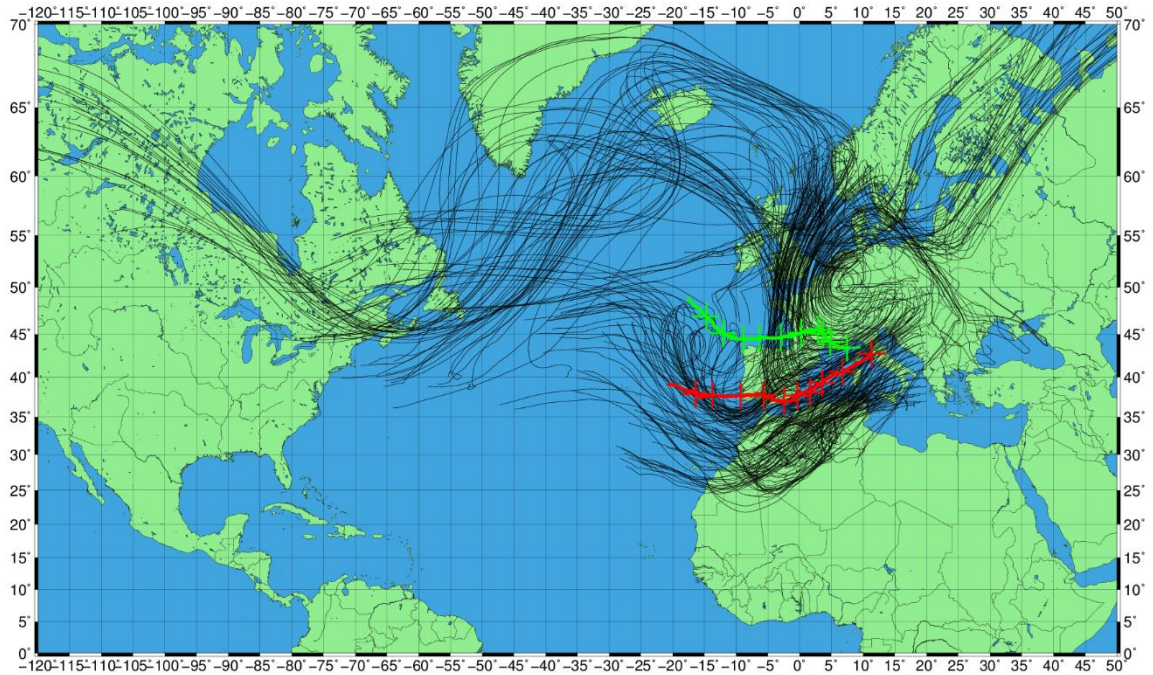
22. ábra

2015. október 14 – 16 között 6 óránként indított trajektóriák nedvesség árama a ciklont lefedő síkidom határa mentén.

Október 14-én 00 UTC-kor kezdett el relatíve több nedves levegő beáramlani a ciklon területére, és a beáramlás egyik első maximuma október 14-én 12 UTC-kor adódott. Ez a helyzet látható az 23. ábrán. Ebben az esetben is határozottan látszik a specifikus nedvességgel súlyozott súlyponti trajektória (piros) jelentős mértékű délies elmozdulása, ezzel érzékeltetve a nedvességben gazdagabb déli trajektóriákat.

A szűrt 24. ábrán egyértelműen látszik, hogy csak az Afrika északnyugati részén át érkezett déli trajektóriák maradtak meg, tehát, hogy a ciklon nedvességének nagy részét ezek szállították.

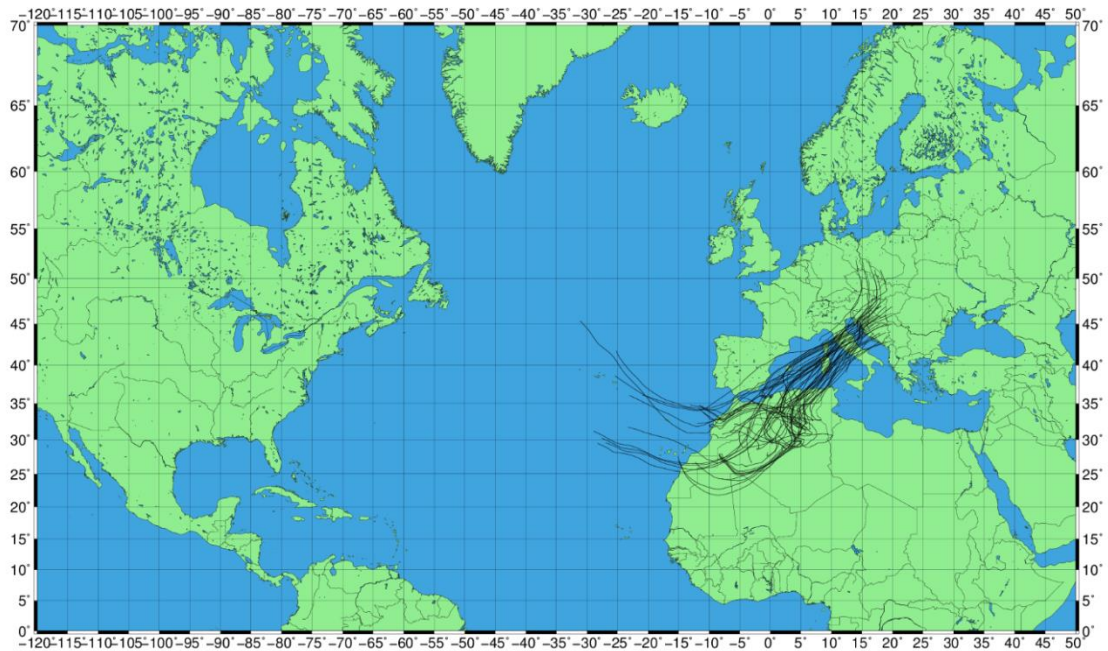
2015. október 14. 12 UTC - 120 óra (5 nap), összes trajektória



23. ábra

2015. október 14. 12 UTC időpontból 700 hPa-os szintről indított trajektóriák szűrés nélkül. Zöld vonal: összes trajektória súlyozatlan súlyponti trajektóriája, Piros vonal: összes trajektória specifikus nedvességgel súlyozott súlyponti trajektóriája, Fehér szaggatott téglalap: trajektóriák indítási területe.

2015. október 14. 12 UTC - 120 óra (5 nap), szűrt trajektóriák

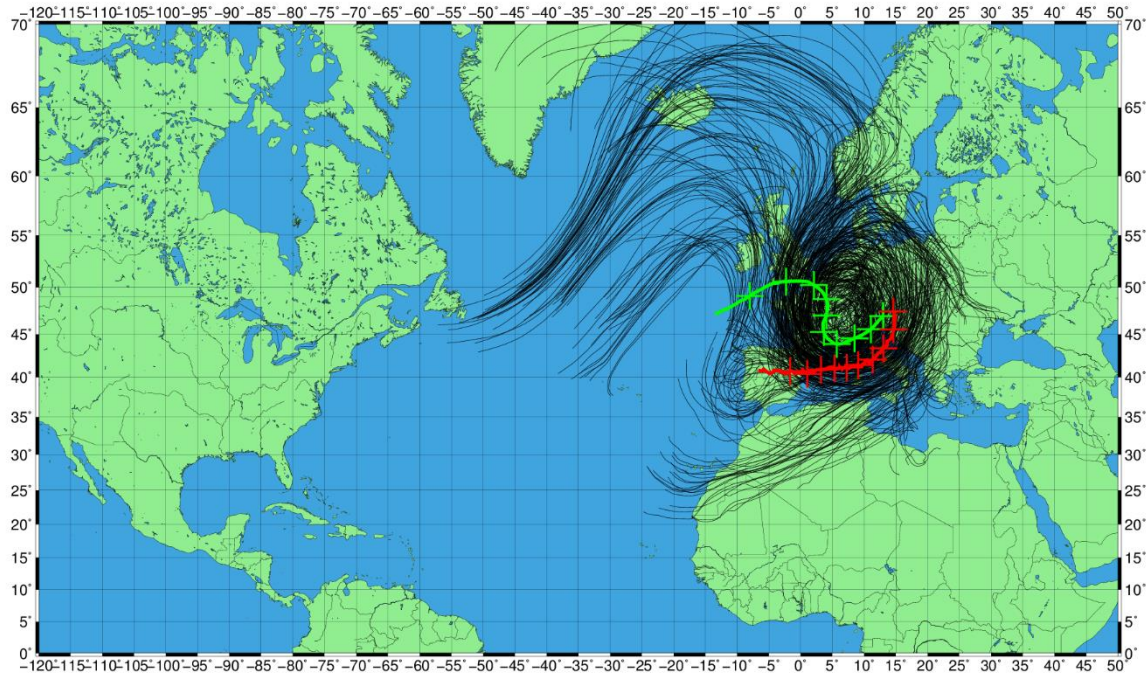


24. ábra

2015. október 14. 12 UTC időpontból 700 hPa-os szintről indított trajektóriák, nedvesség áram alapú szűrés után. szaggatott téglalap: trajektóriák indítási területe.

Később a ciklon egyre zártabbá vált (25. ábra) és az egyre kevesebb nedvességet vett fel a környezettől, melyet az 23. ábra jobb szélén látható nedvesség áram csökkenés is jelez.

2015. október 16. 18 UTC - 120 óra (5 nap), összes trajektória



25. ábra

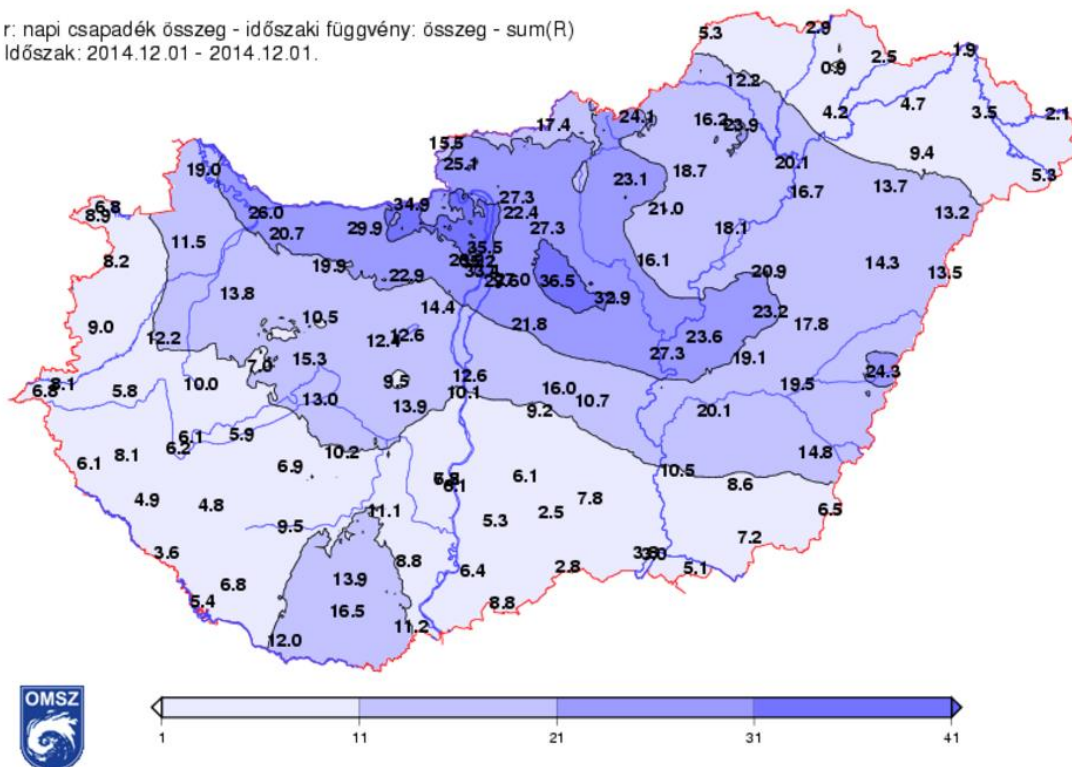
2015. október 16. 18 UTC időpontból 700 hPa-os szintről indított trajektóriák szűrés nélkül. Zöld vonal: összes trajektória súlyozatlan súlyponti trajektóriája, Piros vonal: összes trajektória specifikus nedvességgel súlyozott súlyponti trajektóriája, Fehér szaggatott téglalap: trajektóriák indítási területe.

5.4. 2014. december 1. – Ónos esős helyzet

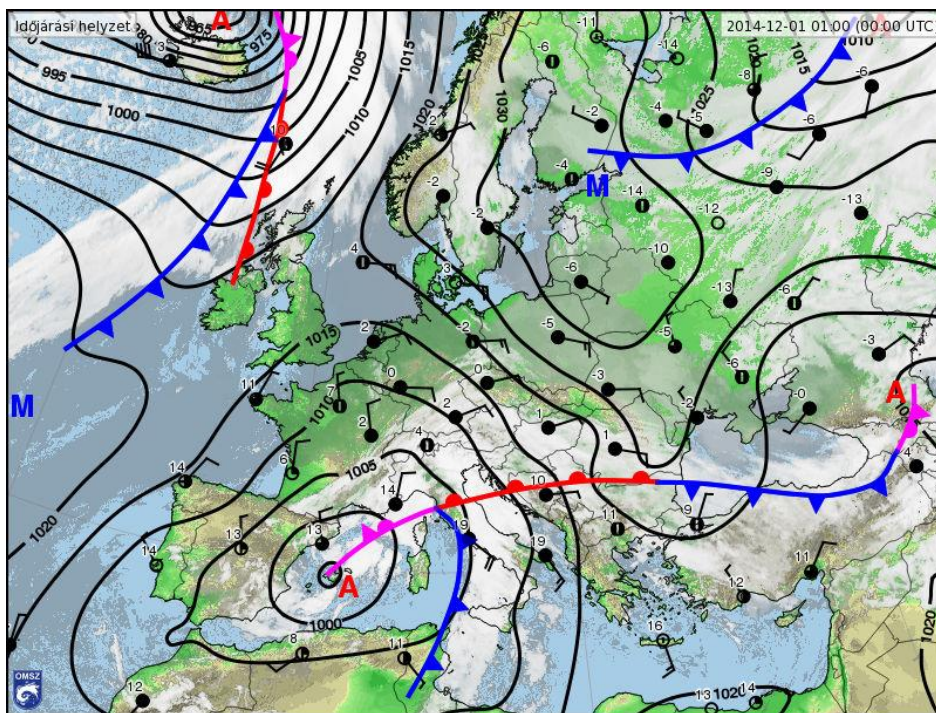
5.4.1. Szinoptikus helyzet

2014. december 1-én főképp az ország északi-középső részén és az Alföldön esett nagy mennyiségű csapadék (26. ábra). A helyzetet csak fokozta, hogy a hegyekben a csapadék ónos eső formájában esett. Mindez az erdőkben természeti katasztrófát idézett elő, és a magasabb tengerszintfeletti magasságban elhelyezkedő településeknél akár több napos áramkimaradásokat, megközelítési nehézségeket eredményezett. (Horváth, 2014)

r: napi csapadék összeg - időszaki függvény: összeg - sum(R)
 Időszak: 2014.12.01 - 2014.12.01.



26. ábra
 2014.12.01-én hullott csapadékösszeg.
 (forrás: OMSZ)

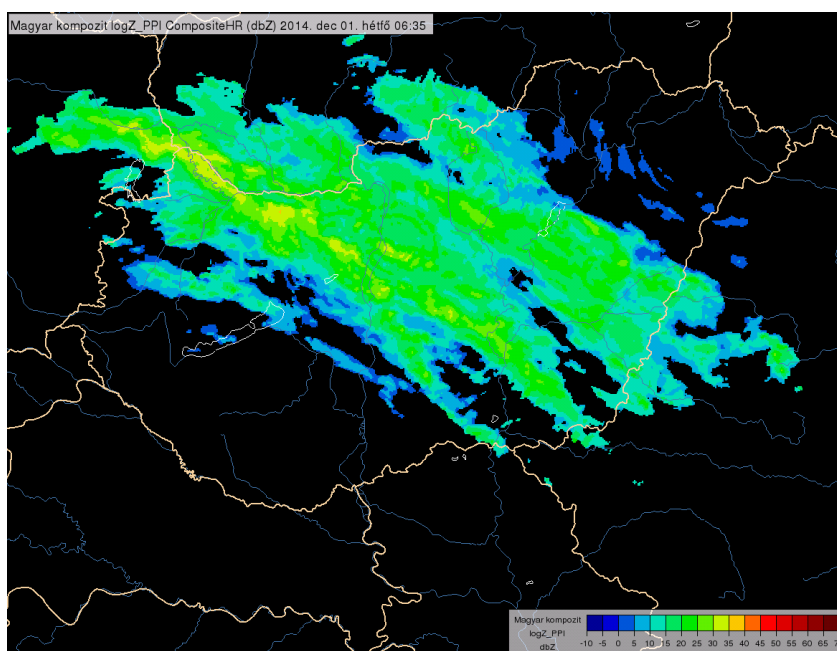


27. ábra
 2014. december 1-én délnyugatról hazánkat elérő melegfront. Kelet-Európai-síkság felett anticiklon.
 (forrás: [3 - met.hu])

Az esemény előtti napokban az ország időjárását a Kelet-Európai-síkság felett elhelyezkedő anticiklon határozta meg, melynek hatására alacsony szinten áramlott hazánk felé a sarki hideg levegő. Eközben az Atlanti-óceán felől egy erős ciklon sodródott be a Földközi-tenger felé, miközben érintette Afrika északnyugati részét is. Ennek a ciklonnak a melegfrontja érte el hazánkat december 1-én. (27. ábra)

Azonban miközben a meleg nedves levegő megérkezett, alacsony szinten továbbra is áramlott a sarki hideg levegő. Ennek következtében a magasban – a meleg légtömegnek köszönhetően pozitív volt a levegő hőmérséklete – eső formájában hullott ki a nedvesség. Azonban a hullás közben az alsó szinten lévő fagyott légrétegben a vízcseppek túlhűltek, és a nulla fok alatti felszínre leesve azonnal megfagytak.

A szélsőséges helyzet másik fontos összetevője a csapadék záporos jellegéből is adódott. A radarképeken (28. ábra) 30 dBz-t meghaladó erősségű jelek is voltak, emellett a csapadékrendszereknek határozott vonalba rendezett struktúrája volt.



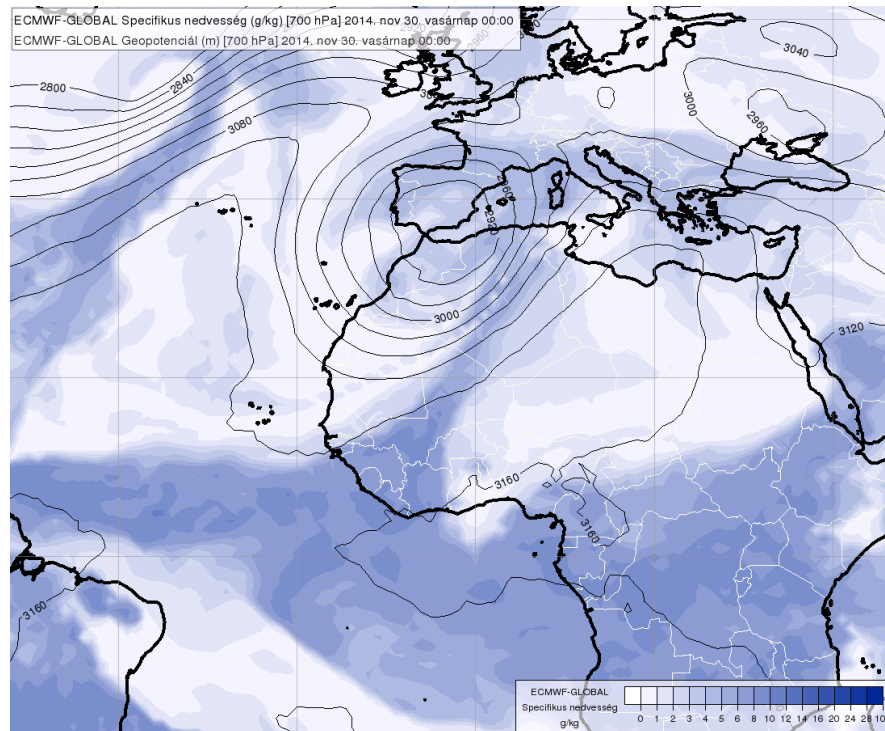
28. ábra

Vonalba rendezett csapadékrendszer. Kompozit radarkép, 2014. december 01. 06:35
(forrás: Horváth, 2014)

A szabad konvekciónak nem voltak meg a feltételei, így valamilyen kényszer konvekciónak kellett lennie. Ezt a kényszer konvekciót az ún. szimmetrikus instabilitásnak (Allaga, 2015) lehet tulajdonítani. Ekkor egy erős alapáramlásra egy erős meleg feláramlás helyeződik, melynek következtében az áramlásra gyorsan fejlődő hullámok jelennek meg. A léghullámok összeáramlási zónáiban kialakul egy vonalban a kényszer konvekció,

melynek során kialakul a vonalas csapadékrendszer. Ebben az esetben kelet felől megvolt az erős alapáramlás, délnyugat felől pedig az erős meleg áramlás.

A ciklon korábbi életciklusát vizsgálva említettük, hogy a Földközi-tenger felé beáramlás előtt érintette Afrika északnyugati részét. A ciklonhoz kapcsolódó áramlási rendszer azonban ennél még délebbre ért, így megzavarva a nagy nedvességtartalmú trópusi légtömegeket. Ennek hatására elkezdett kialakulni a nedvesség híd a ciklon frontrendszerére és a trópusi légtömeg között, mely a Szaharán keresztül ívelt át. (29. ábra)



29. ábra

*Nedvesség híd a Szahara felett. 700 hPa - specifikus nedvesség [g/kg] (színezett terület), geopotenciál [m] (folytonos vonal). 2014.11.30. 00 UTC, ECMWF analízis
(forrás: Horváth, 2014)*

A Szahara feletti magas hőmérsékletben a légtömeg telítetlen maradt, így veszteség nélkül tudott a ciklon felé áramlani, ami ezáltal nagy nedvességtartalmú meleg légtömeget kapott, mely utána elősegítette az erőteljes csapadékképződést.

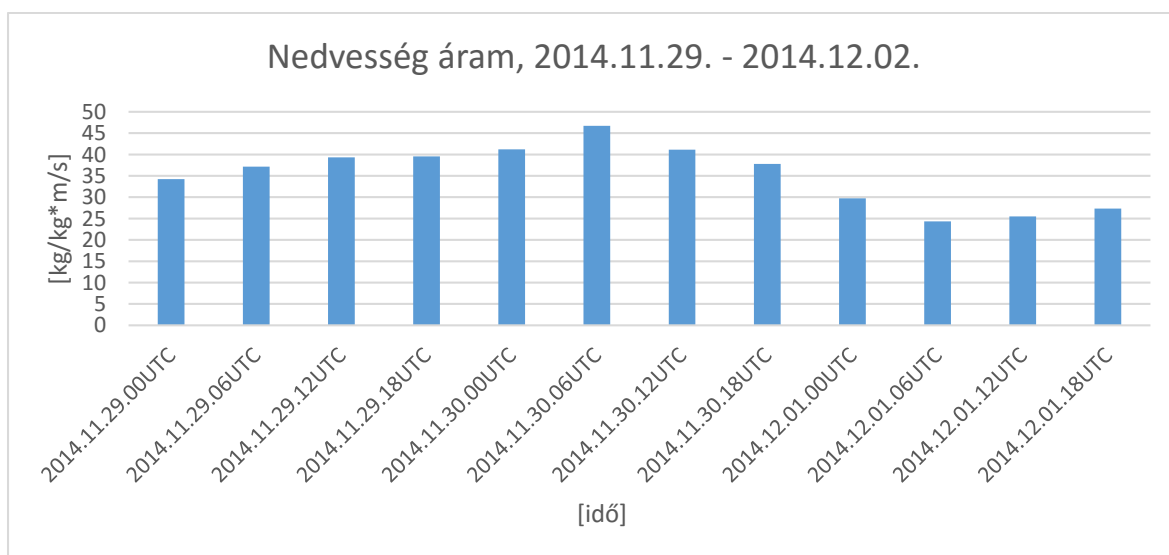
Ebben az esetben a csapadék mennyisége alatta van a korábban vizsgált 50-100 mm-es értékeknek, azonban az időjárási helyzet a ciklon és a trópusi légtömegek közt kialakuló nedvesség híd egyik tipikus példája, ezért is szerepel a dolgozatban.

5.4.2. Trajektóriák elemzése

A 30. ábrán a nedvesség áramok egy határozott maximum értéket mutatnak a 2014. november 30-án 06 UTC-kor indított trajektória számítás alapján. Ekkor az ónos esőt okozó ciklon a Földközi-tenger keleti része felett helyezkedett el és a 31. ábra alapján is sok trajektória egészen a trópusokig nyúlt le. A szűrt 32. ábrán elsősorban a délebbi trajektóriák maradtak meg, és azok is, melyek a trópusi térségből érkeztek.

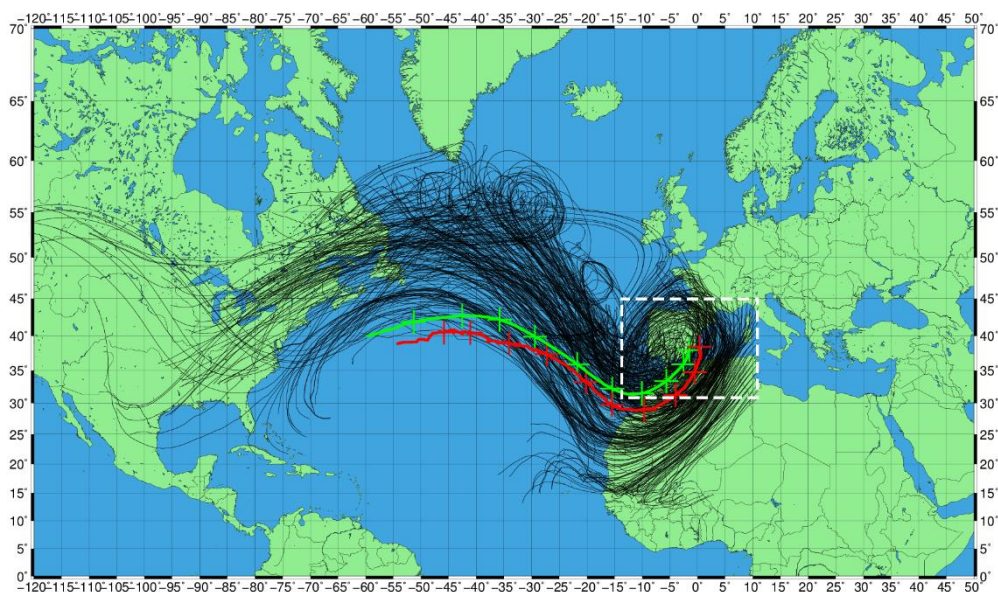
Ezután a ciklon nedvesség felvétele rohamosan csökkent, így elmondható, hogy a lehullott csapadék nagy részét a Földközi-tenger térsége előtt vette fel. A nedvesség felvételi időszak a trajektóriák specifikus nedvesség és magassági változását megjelenítő 33. ábrán is látható. Az indítási időpontot 36 és 72 órával megelőző időszakban a trajektóriák kicsivel 800 hPa-os szint alá süllyedtek, és itt az átlagos specifikus nedvességük is megnőtt. Ez viszont arra utalhat, hogy még Északnyugat-Afrika partjai előtt a trajektóriák egy része alacsonyabb szintre süllyedt és ott az óceánból elpárolgott nedvességből is vettek fel.

Később ugyan csökkent a felvett nedvesség mennyisége, azonban megvizsgálva a trajektóriákat azt tapasztaltuk, hogy a nedvesebb trajektóriák továbbra is délről érkeztek a Szaharán keresztül (34. ábra). Tehát a nedvesség híd továbbra is fennmaradt, csak kevesebb nedvességet tudott átszállítani.



30. ábra
2014.11.29. – 2014.12.02. között 6 óránként indított trajektóriák nedvesség árama a ciklont lefedő síkidom határa mentén.

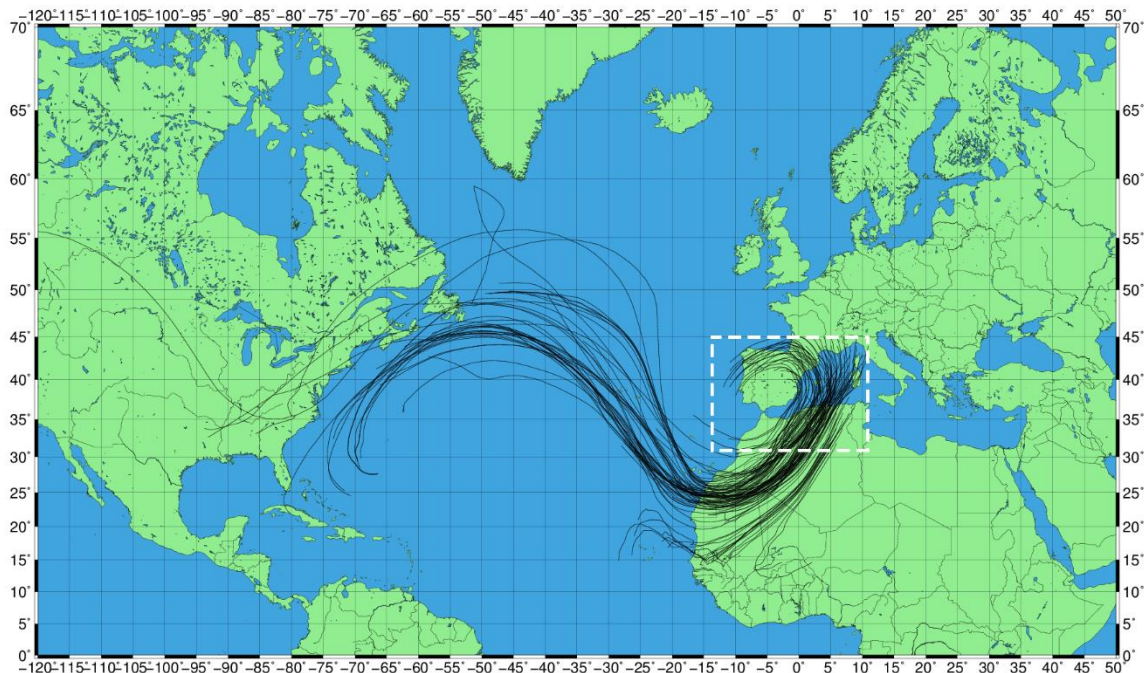
2014. november 30. 06 UTC - 120 óra (5 nap), összes trajektória



31. ábra

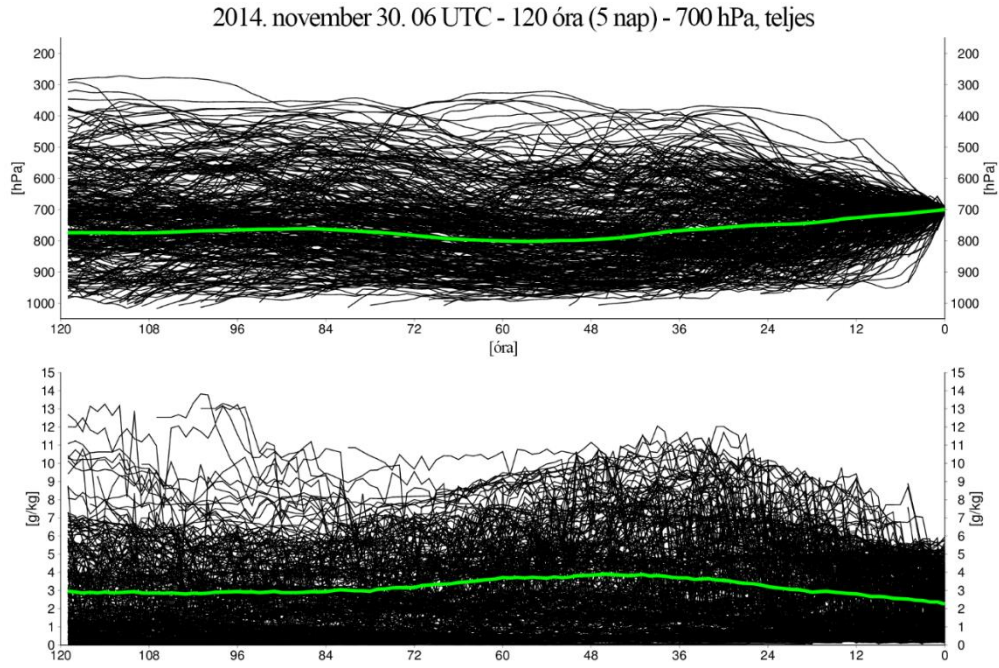
2014. november 30. 06 UTC időpontból 700 hPa-os szintről indított trajektóriák szűrés nélkül. Zöld vonal: összes trajektória súlyozatlan súlyponti trajektóriája, Piros vonal: összes trajektória specifikus nedvességgel súlyozott súlyponti trajektóriája, Fehér szaggatott téglalap: trajektóriák indítási területe.

2014. november 30. 06 UTC - 120 óra (5 nap), szűrt trajektóriák

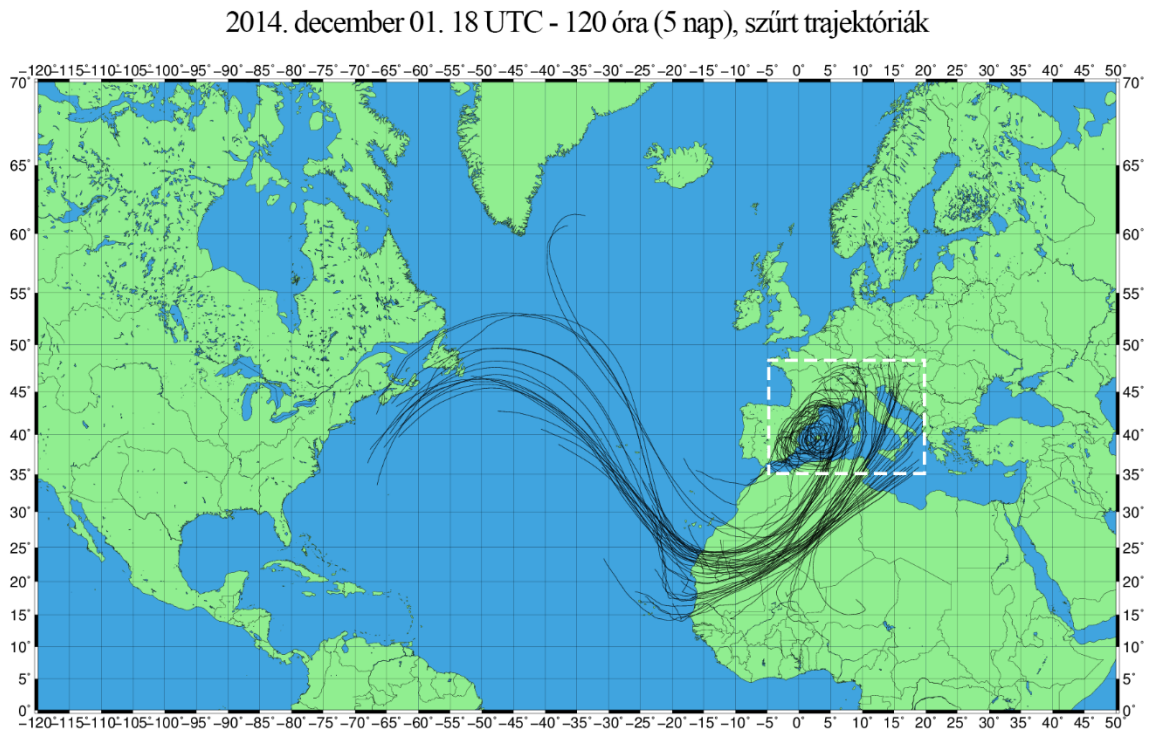


32. ábra

2014. november 30. 06 UTC időpontból 700 hPa-os szintről indított trajektóriák, nedvesség áram alapú szűrés után. Fehér szaggatott téglalap: trajektóriák indítási területe.



33. ábra
 2014. november 30. 06 UTC időpontból 700 hPa-os szintről indított összes trajektória magasságának (fent) és specifikus nedvességének (lent) időbeli változása. Zöld vonal: az adott érték átlaga



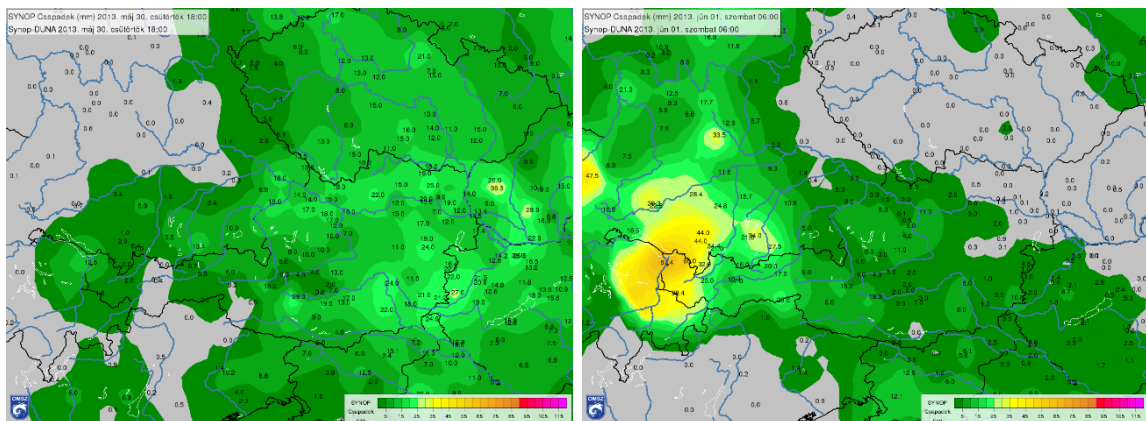
34. ábra
 2014. december 01. 18 UTC időpontból 700 hPa-os szintről indított trajektóriák, nedvesség áram alapú szűrés után. Fehér szaggatott téglalap: trajektóriák indítási területe.

5.5. 2013. júniusi dunai árvíz

5.5.1. Szinoptikus helyzet

2013 júniusában a Duna mentén történelmi árvíz zajlott le, mely Magyarországra is jelentős hatással volt. Azonban az árvizet kiváltó nagy csapadékmennyiséggel járó esőzés nem hazánkban játszódott le, hanem a Duna felső vízgyűjtőjében, mely jelentős része mindössze 4 nap alatt hullott le. [4 – met.hu]

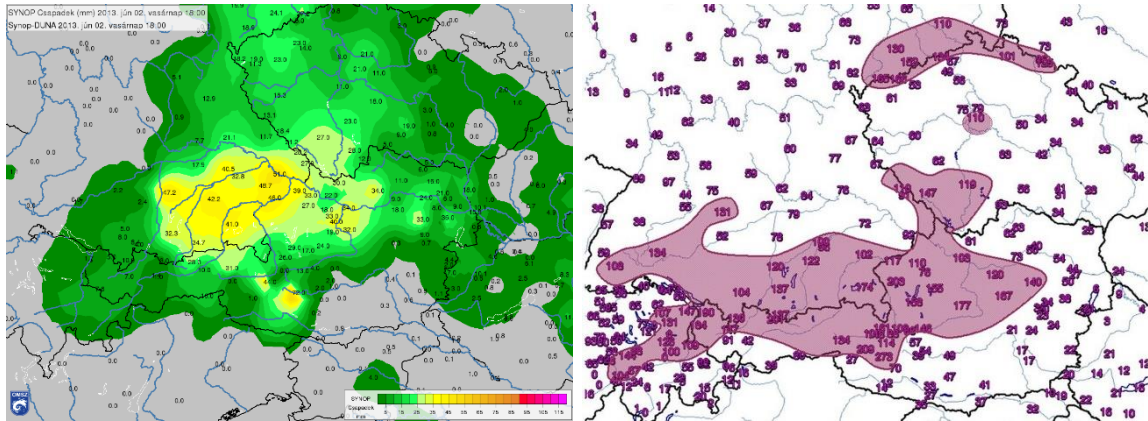
A csapadékos időszak május 30-án napközben kezdődött Győr és Linz között, ahol átlagosan 15–20 mm eső esett (35. ábra, bal). Az este folyamán tovább folytatódott a csapadékkeletkezés, de a nagyobb mennyiség (20–25 mm) a felsőbb szakaszon hullott. Május 31-én napközben a forrásvidék és Bécs között volt a csapadék hullás fő régiója, átlagosan 20 mm-es csapadékmennyiséggel. Az esti órákban és június 1-én a csapadékkeletkezés a felső szakaszra koncentrált, ahol jelentős mennyiségű csapadék hullott (35. ábra, jobb). A hegyek között egyes mérőhelyeken 100 mm-t meghaladó értéket mértek 24 óra alatt.



35. ábra

Bal: 12 óra alatt lehullott csapadékmennyiség, SYNOP adatok. 2013.05.30. 18 UTC
Jobb: 12 óra alatt lehullott csapadékmennyiség, SYNOP adatok. 2013.06.01. 06 UTC
(forrás: [4 – met.hu])

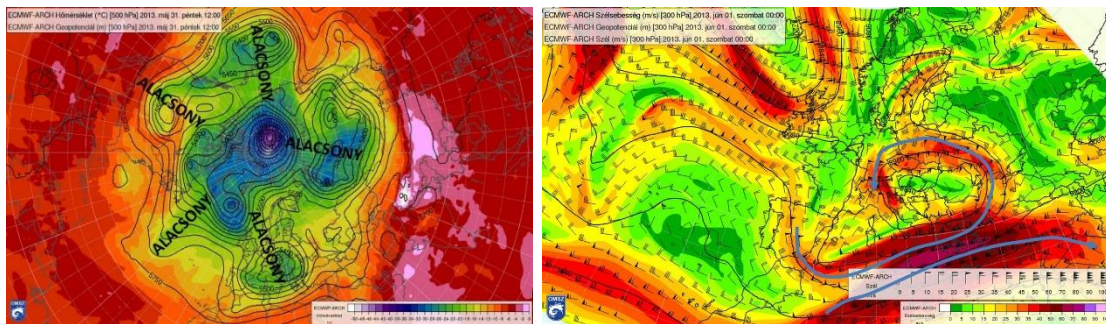
Június 1-ről 2-ra újra intenzíven elkezdett esni, leginkább a Linz és Passau közti területen, ahol területi átlagban 70 mm körüli csapadék is hullott. Ezután június 2-án az Inn, az Isar és a Traun vízgyűjtőin további 40 mm-es területi átlagú esőzés volt (36. ábra, bal). Az intenzív esőzés június 2-án estére befejeződött, de még utána is kisebb esőzések előfordultak a térségben. Az időszak összegzett csapadékmennyisége a 36. ábra jobb oldali térképén látható.



36. ábra

Bal: 12 óra alatt lehullott csapadékmennyiség. SYNOP adatok. 2013.05.02. 18 UTC
 Jobb: Csapadékösszeg 2013.05.31. 00 UTC és 2013.06.06. 00 UTC között. Színezett területen 100 mm-et meghaladó csapadékmennyiség hullott.
 (forrás: [4 – met.hu])

A csapadékos periódus előtt már több hete egy alacsony nyomású, hideg léghullám tartózkodott Közép- és Nyugat-Európa felett (37. ábra, bal), mely alig mozdult el. A nagy csapadékot okozó ciklon ebben a léghullámban alakult ki, melynek centruma május 31-én Csehország felett helyezkedett el. A magasban a futóáramlások szerkezetét is deformálta a ciklon, melynek egyik ága a Kárpát-medence felett vett éles fordulatot, ezzel körbefogva a térséget (37. ábra, jobb).



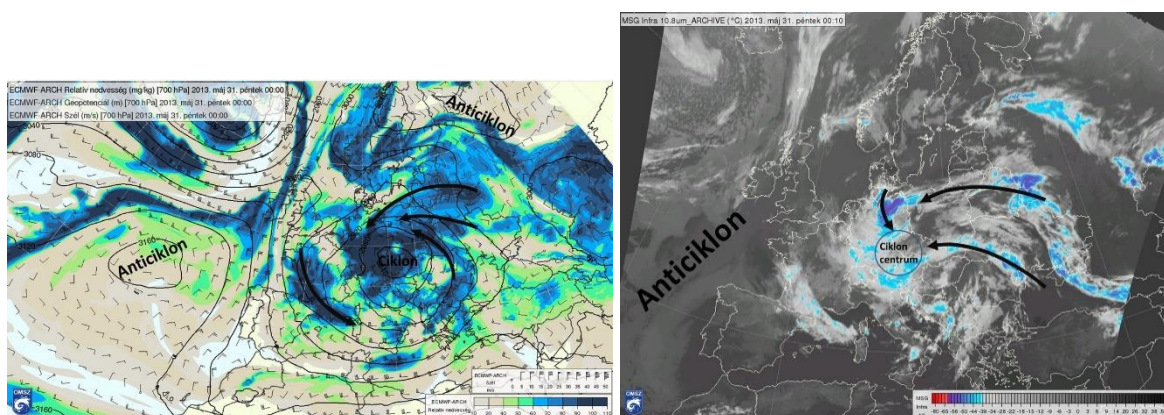
37. ábra

Bal: Planetáris hullámok eloszlása az északi féltekén. 500 hPa - geopotenciál mező [m] (folytonos vonal), hőmérséklet [°C] (színezett terület). 2013.05.31. 12 UTC, ECMWF analízis
 Jobb: 300 hPa – geopotenciál mező [m] (folytonos vonal), szélmező [m/s] (színezett terület, szélzászló). 2013.06.01. 00 UTC
 (forrás: [4 – met.hu])

A planetáris hullám teknőjében az összeáramló levegő meglehetősen sok nedvességet halmozott fel, főként a Földközi-tenger medencéjében. A tartósan elhelyezkedő teknőben több légörvény is kialakult, melyek nem tudtak elmozdulni, így a szokásos hideg és meleg fronti szerkezettől eltérően spirál alakban felcsavarodó karokban, nedves szállítószalagokban koncentrált a nedvesség. Ez volt megfigyelhető az árvizes helyzetet

okozó ciklon esetében is (38. ábra, bal).

A június elsején kezdődő intenzívebb csapadék oka az volt, hogy az Atlanti-óceán felől megerősödő anticiklon deformálta a ciklon nyugati oldalát (38. ábra, jobb). Ennek hatására a nedves szállítószalagok összetorlódtak a ciklon északnyugati oldalán, déli irányba fordultak, ahol azonban az Alpok hegyvonulati miatt kihullott a koncentrált nedvesség. Ezután a ciklon lassan északkeletre mozdult és feltöltődött.



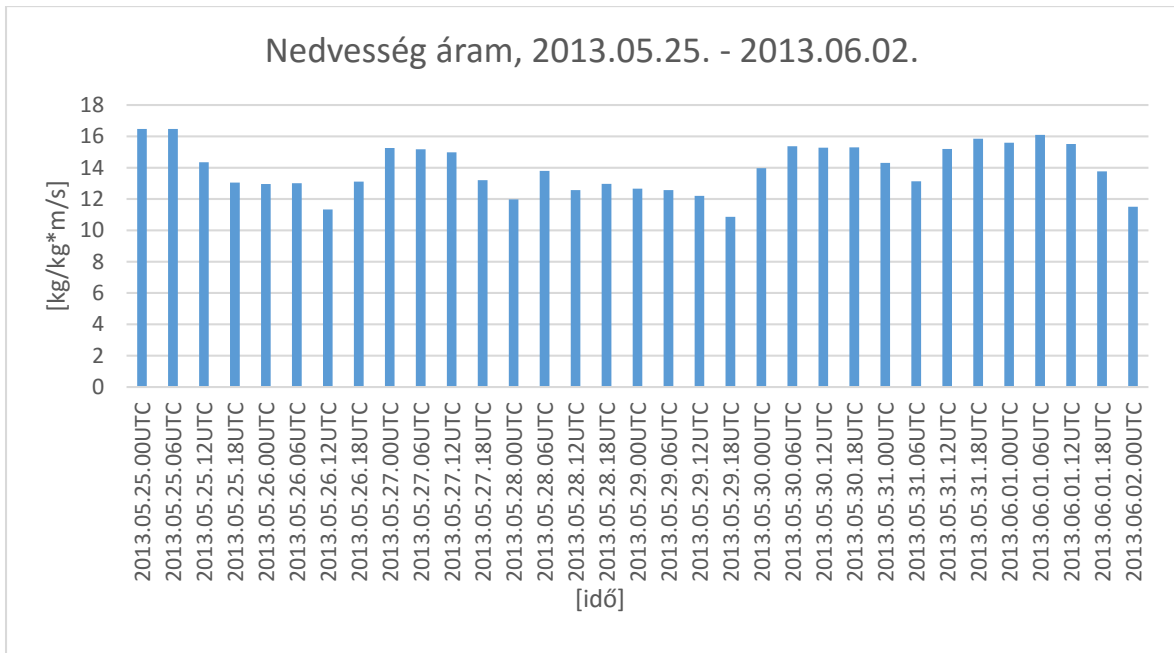
38. ábra

Bal: 700 hPa – geopotenciál [m] (folytonos vonal), relatív nedvesség [mg/kg] (színezett terület), szélmező [m/s] (színezett terület). 2013.05.31. 00 UTC, ECMWF analízis, Nyilak a szállítószalagokat jelölik.
Jobb: A ciklon és a hozzá kapcsolódó szállítószalagok helye (nyilak), és a ciklontól nyugatra elhelyezkedő anticiklon. EUMETSAT IR10.8 μm felvétel.
(forrás: [4 – met.hu])

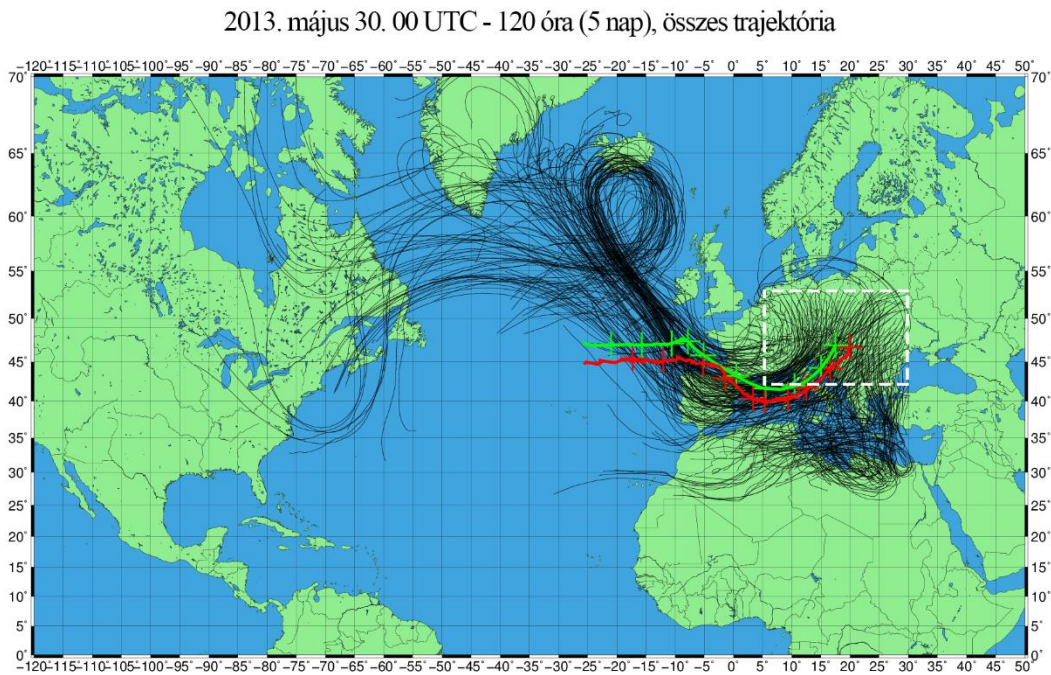
5.5.2. Trajektória alapú elemzés

Az árvizet okozó ciklon, ahogy már korábban említettük, egy hosszú ideje Európa felett elhelyezkedő teknőben alakult ki. Azonban előtte több kisebb ciklon is kialakult, melyek esetében szintén megfigyelhető volt a nedvesség felvételi időszak, amit a 39. ábrán kirajzolt nedvesség áramok több maximuma is mutatja.

Az első két maximum még nem köthető a nagy csapadékot adó ciklonhoz. Az általunk vizsgált légörvény nedvesség felvételi időszaka 2013. május 30-án 00 UTC-kor indított trajektóriáknál jelent meg. Az összes trajektória a 40. ábrán szerepel, ahol láthatóak az Atlanti-óceán északi régiójából érkező légrések, de sok trajektória származik Afrika északi partjairól is. A 41. (szűrt) ábra alapján az mondható el, hogy a nedvességben gazdagabb trajektóriák főként a Földközi-tenger térségéből és Afrika északi partjairól jöttek. A 42. ábrán a június 1-én 06 UTC-kor már zárt ciklon látható, mely esetében a nedvesség beáramlása csökkent, ahogy a 39. ábrán is látható.

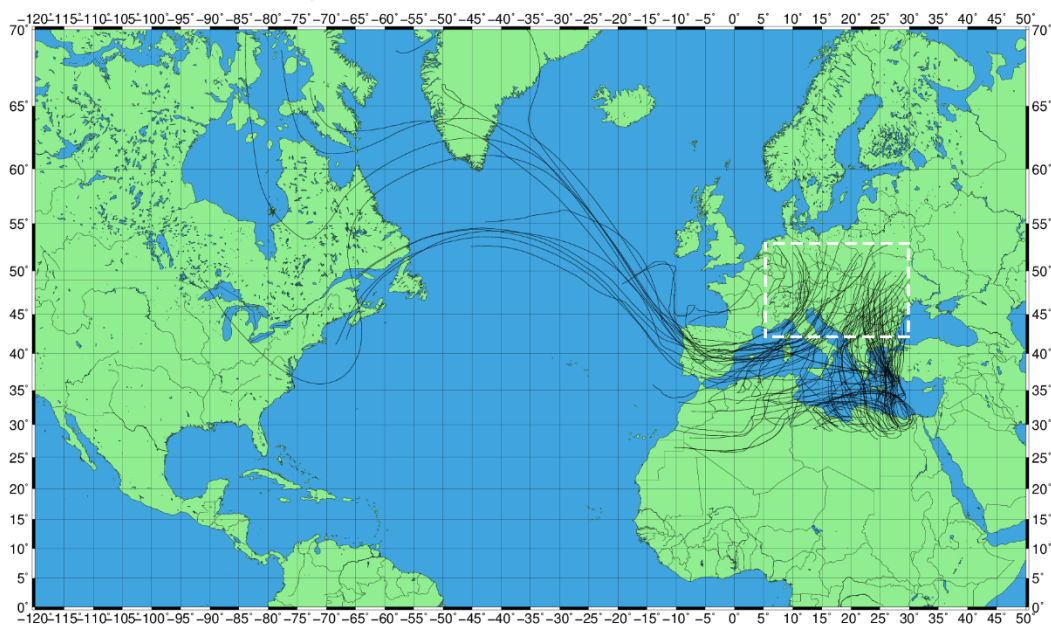


39. ábra
2013.05.25 – 2013.06.02 között 6 óránként indított trajektóriák nedvesség árama a ciklont lefedő síkidom határa mentén.



40. ábra
2013. május 30. 00 UTC időpontból 700 hPa-os szintről indított trajektóriák szűrés nélkül. Zöld vonal: összes trajektória súlyozatlan súlyponti trajektóriája, Piros vonal: összes trajektória specifikus nedvességgel súlyozott súlyponti trajektóriája, Fehér szaggatott téglalap: trajektóriák indítási területe.

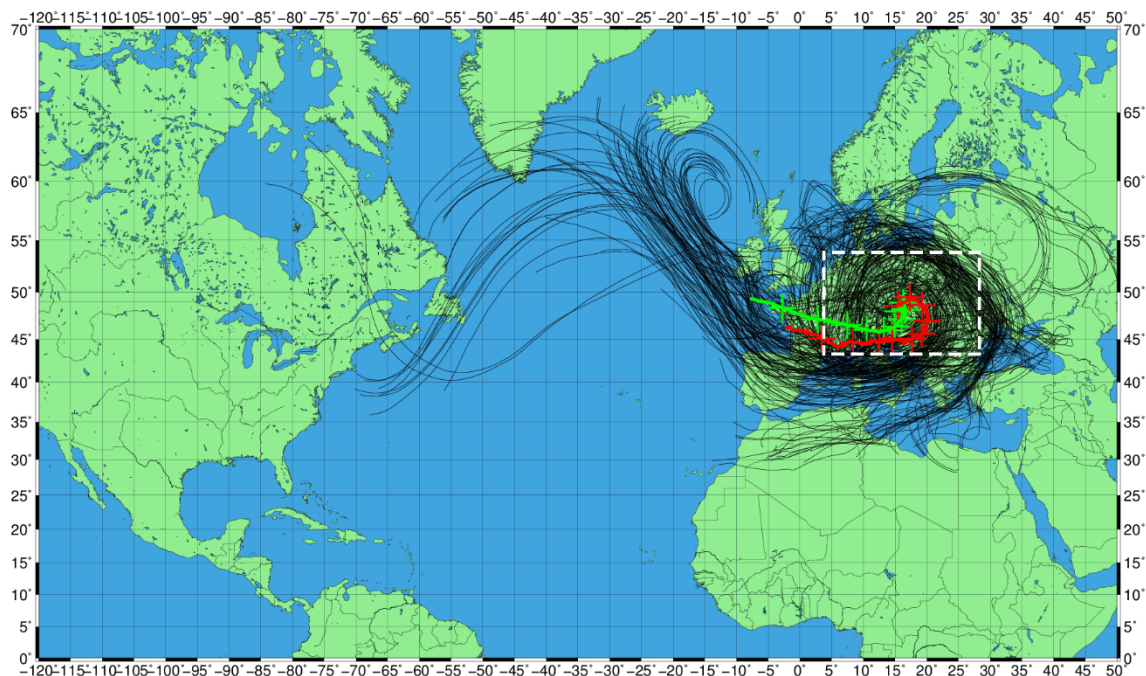
2013. május 30. 00 UTC - 120 óra (5 nap), szűrt trajektóriák



41. ábra

2013. május 30. 00 UTC időpontból 700 hPa-os szintről indított trajektóriák, nedvesség áram alapú szűrés után. Fehér szaggatott téglalap: trajektóriák indítási területe.

2013. június 01. 06 UTC - 120 óra (5 nap), összes trajektória



42. ábra

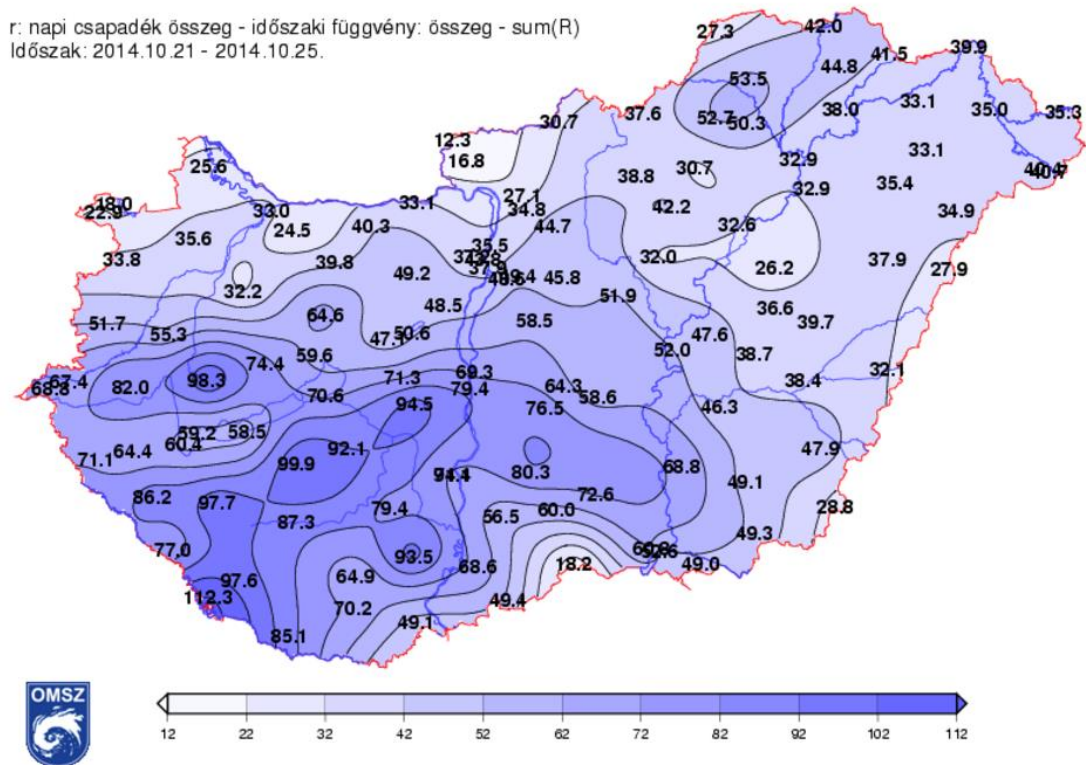
2013. június 01. 06 UTC időpontból 700 hPa-os szintről indított trajektóriák szűrés nélkül. Zöld vonal: összes trajektória súlyozatlan súlyponti trajektóriája, Piros vonal: összes trajektória specifikus nedvességgel súlyozott súlyponti trajektóriája, Fehér szaggatott téglalap: trajektóriák indítási területe.

5.6. 2014. október 21 – 25.

5.6.1. Szinoptikus helyzet

2014. október 22-én hajnalban egy gyors mozgású hidegfront haladt át hazánk felett, ami jelentős csapadékot eredményezett záporos, zivataros formában. Utána azonban a beáramló hideg levegőben egy gyorsan mélyülő ciklon keletkezett, ami újabb nagy mennyiségű esőt eredményezett 23-án és 24-én, ami már inkább réteges jellegű volt. [5 – *met.hu*]

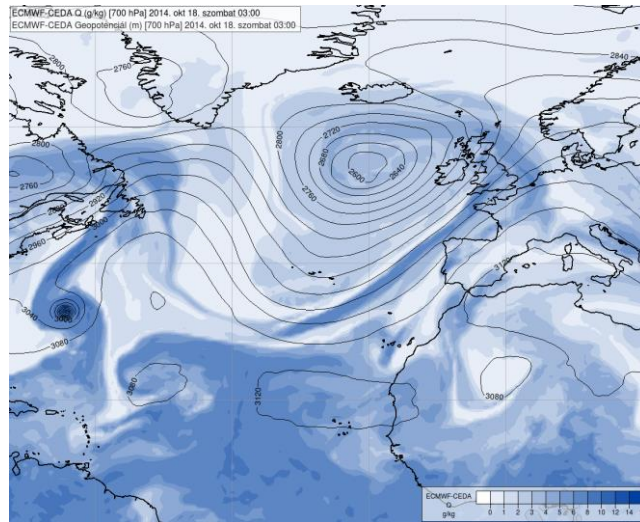
Az időszak alatt a Dunántúlon és az ország középső részén 50–70 mm-t meghaladó csapadékmennyiséget regisztráltak, sőt több helyen a 100 mm-t is megközelítette, vagy át is lépte (43. ábra).



43. ábra
2014.10.21. és 2014.10.25. között hullott csapadék mennyisége.
(forrás: OMSZ)

A szinoptikus helyzet érdekessége, hogy főleg az első hidegfronthoz kapcsolódó ciklonban szerepet játszott az október 12-én kialakuló, majd a Saffir-Simpson skálán 4-es erősséget elérő, Bermudákon pusztító Gonzalo nevű hurrikán (*Brown, 2015*). A 44. ábrán az október 18-ai állapot szerepel és bal oldalt jól látható a hurrikán. Később gyengült, de magas

örvényessége és nedvessége lévén magasan északra és keletre haladva eljutott az Izland térségében található ciklonig. Itt a két rendszer erős északnyugatias áramlást hozott létre, amivel leszakították az északi hideg légtömeget, így előidézve az európai hideg betörést.



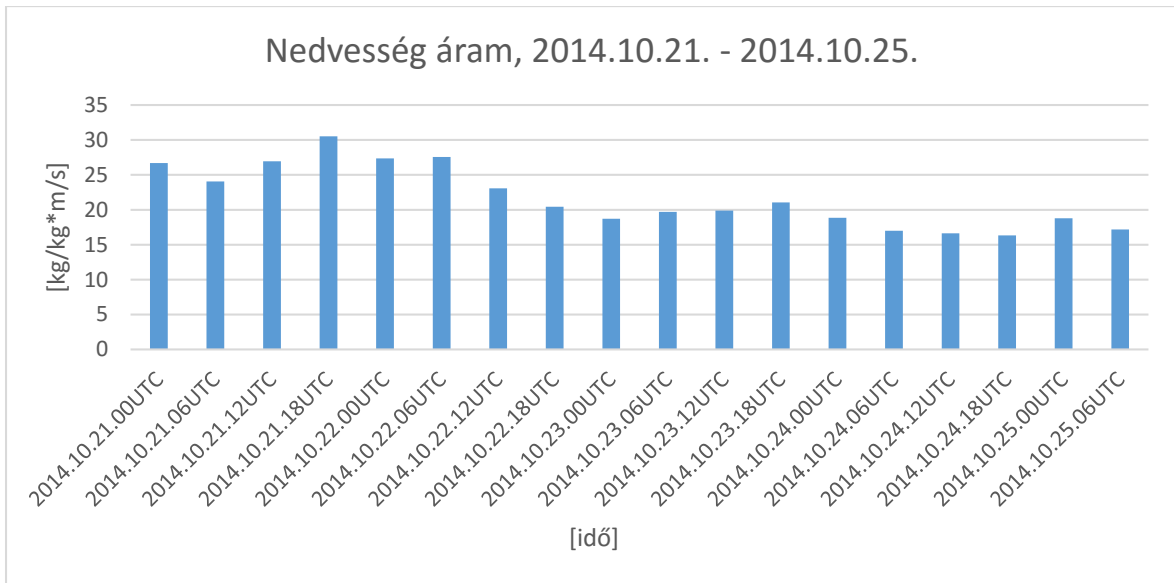
44. ábra

700 hPa – geopotenciál mező [m] (folytonos vonal), specifikus nedvesség [g/kg] (színezett terület).
2014.10.18 03 UTC, ECMWF analízis
(forrás: OMSZ)

5.6.2. Trajektória alapú elemzés

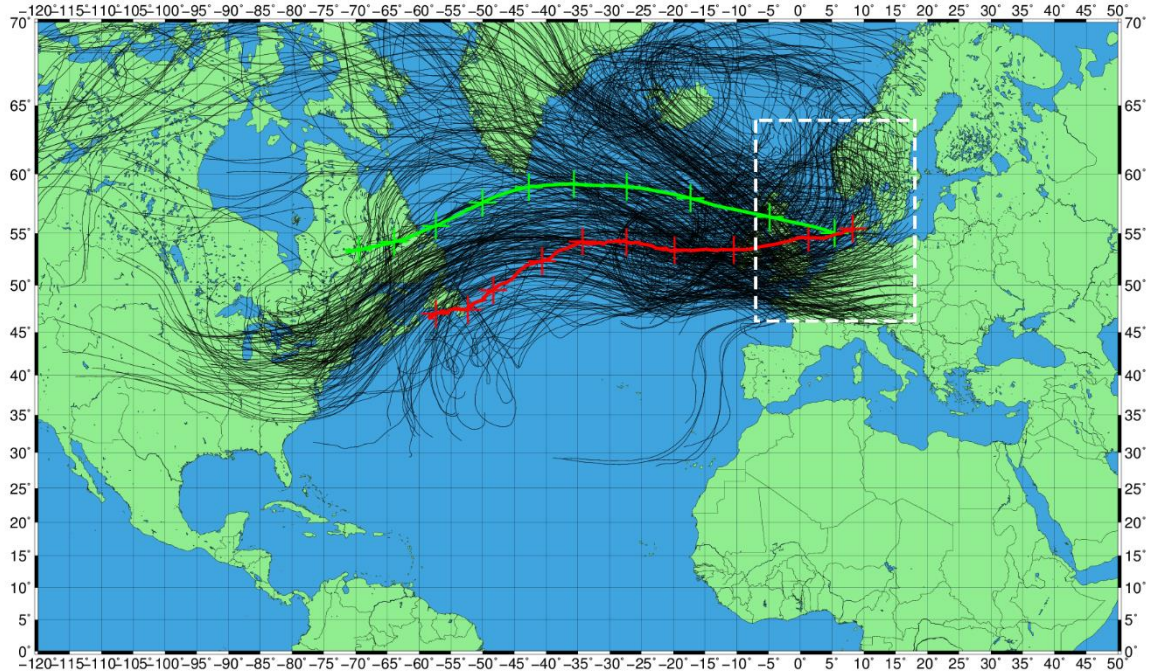
Megvizsgálva a 45. ábrát, ahol a nedvesség áramot ábrázoltuk 2014.10.21. és 2014.10.25. között, látható egy növekedési maximum 2014.10.21. 18UTC-kor, majd utána egy határozottabb csökkenés. A 46. ábrán ebből az időpontból indított trajektóriák szerepelnek. Látható, hogy a trajektóriák jelentős része Észak-Amerika partjaitól érkezett, ahonnan a Gonzalo hurrikán is. Még észrevehető pár trajektória, melyek Afrika nyugati partjaitól érkeztek. Azonban utóbbiak a szűrés után eltűntek, és azok a trajektóriák maradtak meg, melyek a Gonzalo útvonalába estek, ezzel megmutatva, hogy jelentősen hozzájárult legalább az első ciklon nedvességéhez a hurrikán maradványa (47. ábra).

Tehát elmondható, hogy előfordulhat olyan eset, amikor a nagy csapadékos helyzethez szükséges nedvességet egy leépülő, de Európáig elérő hurrikán szolgáltatja.



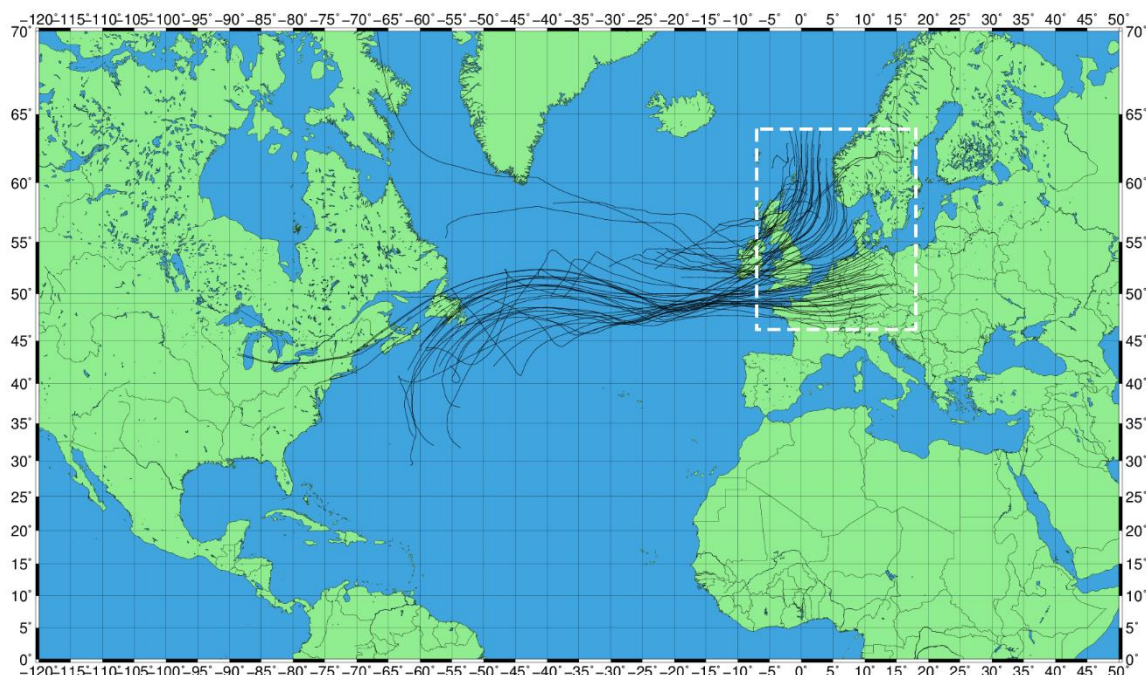
45. ábra
2014.10.21 – 2014.10.25 között 6 óránként indított trajektóriák nedvesség árama a ciklont lefedő síkidom határa mentén.

2014. október 21. 18 UTC - 120 óra (5 nap), összes trajektória



46. ábra
2014. október 21. 18 UTC időpontból 700 hPa-os szintről indított trajektóriák szűrés nélkül. Zöld vonal: összes trajektória súlyzatlan súlyponti trajektóriája, Piros vonal: összes trajektória specifikus nedvességgel súlyozott súlyponti trajektóriája, Fehér szaggatott téglalap: trajektóriák indítási területe.

2014. október 21. 18 UTC - 120 óra (5 nap), szűrt trajektóriák



47. ábra

2014. október 21. 18 UTC időpontból 700 hPa-os szintről indított trajektóriák, nedvesség áram alapú szűrés után. Fehér szaggatott téglalap: trajektóriák indítási területe.

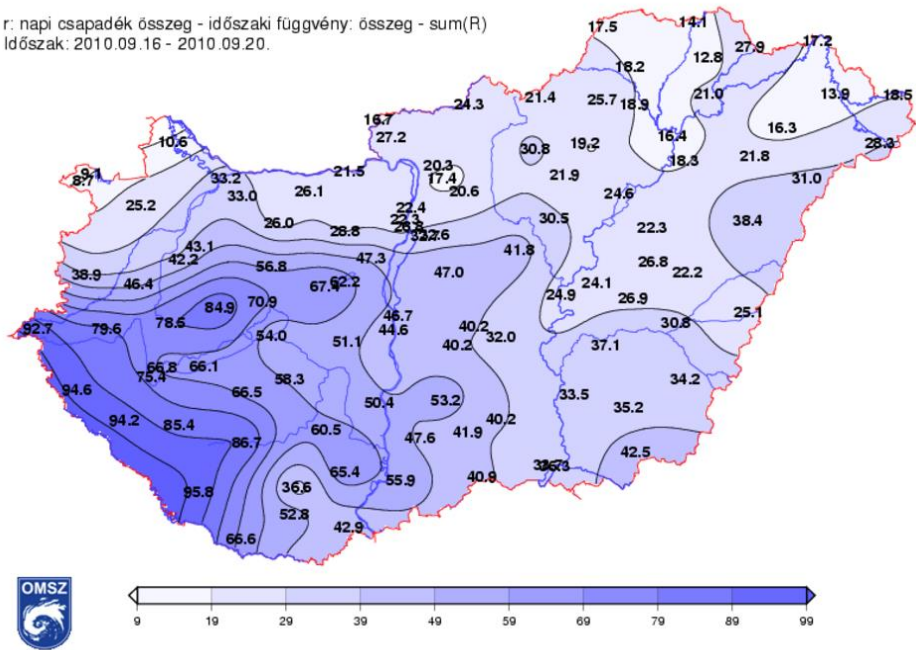
5.7. 2010. szeptember

5.7.1. Szinoptikus helyzet

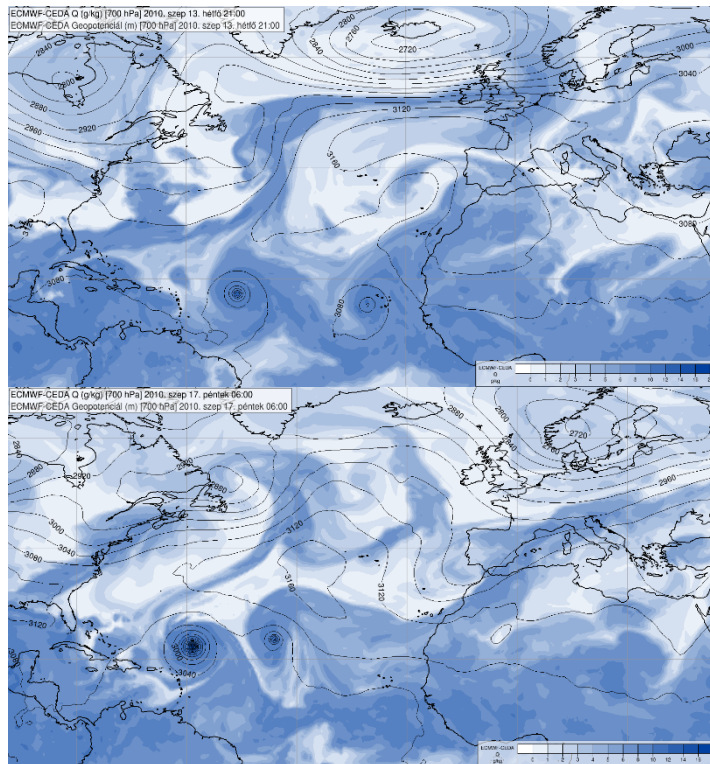
2010. szeptember második felében rövid idő alatt két ciklon is érintette hazánkat, és mindkettő jelentős csapadékot eredményezett az országban. A két ciklon a mediterrán térségből érkezett, a csapadékhullás pedig az 5.3-as fejezetben bemutatott 2015. októberihez hasonlóan rendkívüli esemény nélkül történt, tehát csak tartósan sok eső esett hazánkban.

Az első ciklon csapadéktevékenysége 2010.09.16. és 2010.09.20. között zajlott le, amikor a Dunántúlon 70–90 mm-t meghaladó csapadékot mértek (48. ábra). Az időszak előtt szinoptikus skálán megfigyelhető volt az Atlanti-óceán déli részén két trópusi ciklon fejlődése is (49. ábra, felső), melyek hozzájárulhattak Afrika nyugati része felett kialakuló nedvesség hídhoz (49. ábra, alsó).

r: napi csapadék összeg - időszaki függvény: összeg - sum(R)
 Időszak: 2010.09.16 - 2010.09.20.

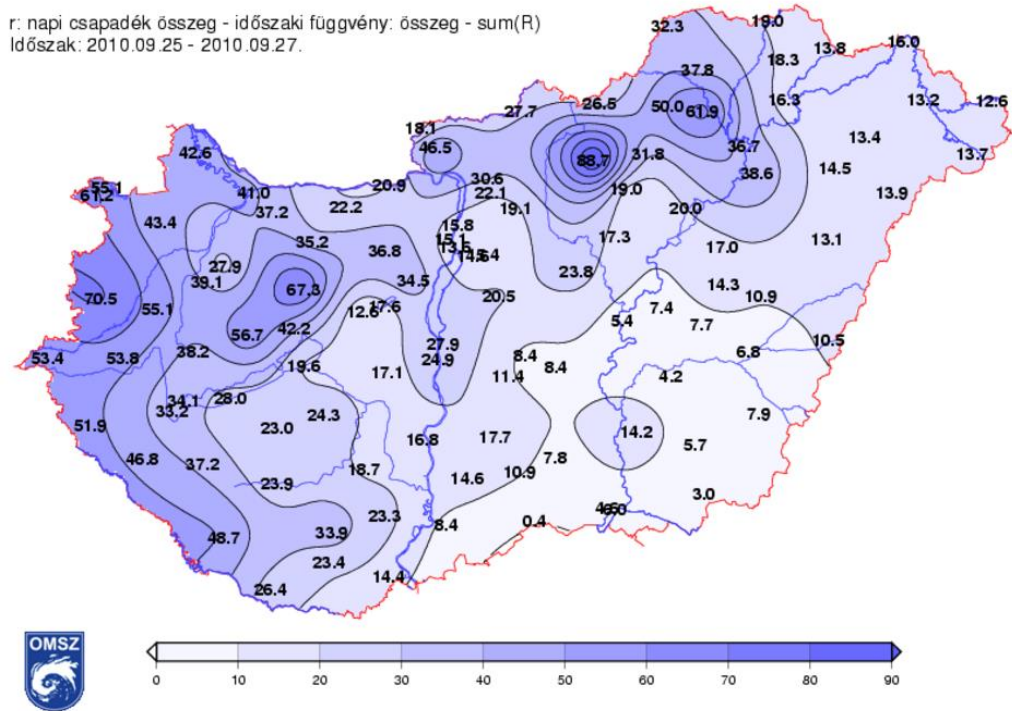


48. ábra
 2010.09.16. és 2010.09.20. között hullott csapadék mennyisége.
 (forrás: OMSZ)

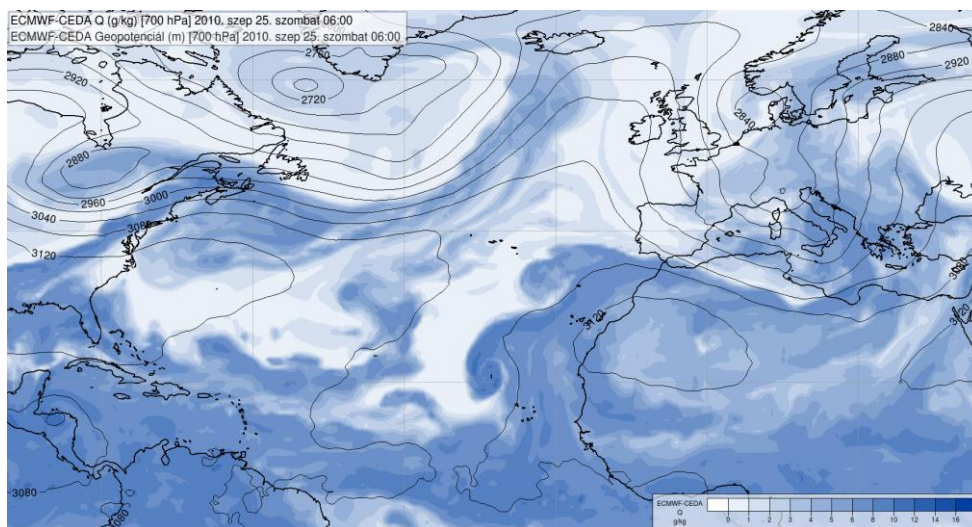


49. ábra
 Felső: 700 hPa – geopotenciál mező [m] (folytonos vonal), specifikus nedvesség [g/kg] (színezett terület).
 2010.09.13 21UTC, ECMWF analízis
 Alsó: 700 hPa – geopotenciál mező [m] (folytonos vonal), specifikus nedvesség [g/kg] (színezett terület).
 2010.09.17 06UTC, ECMWF analízis
 (forrás: OMSZ)

A következő ciklon szeptember 25. és 27. között okozott esőt térségünkben. Ekkor a Dunántúlon, több helyen újabb 50 mm-t meghaladó csapadékot mértek (50. ábra). A nyugat Afrika felett elhelyezkedő nedvesség híd az időszak előtt és alatt továbbra is fent maradt (51. ábra), mely meghatározó mértékben hozzájárulhatott a ciklon nedvességéhez.



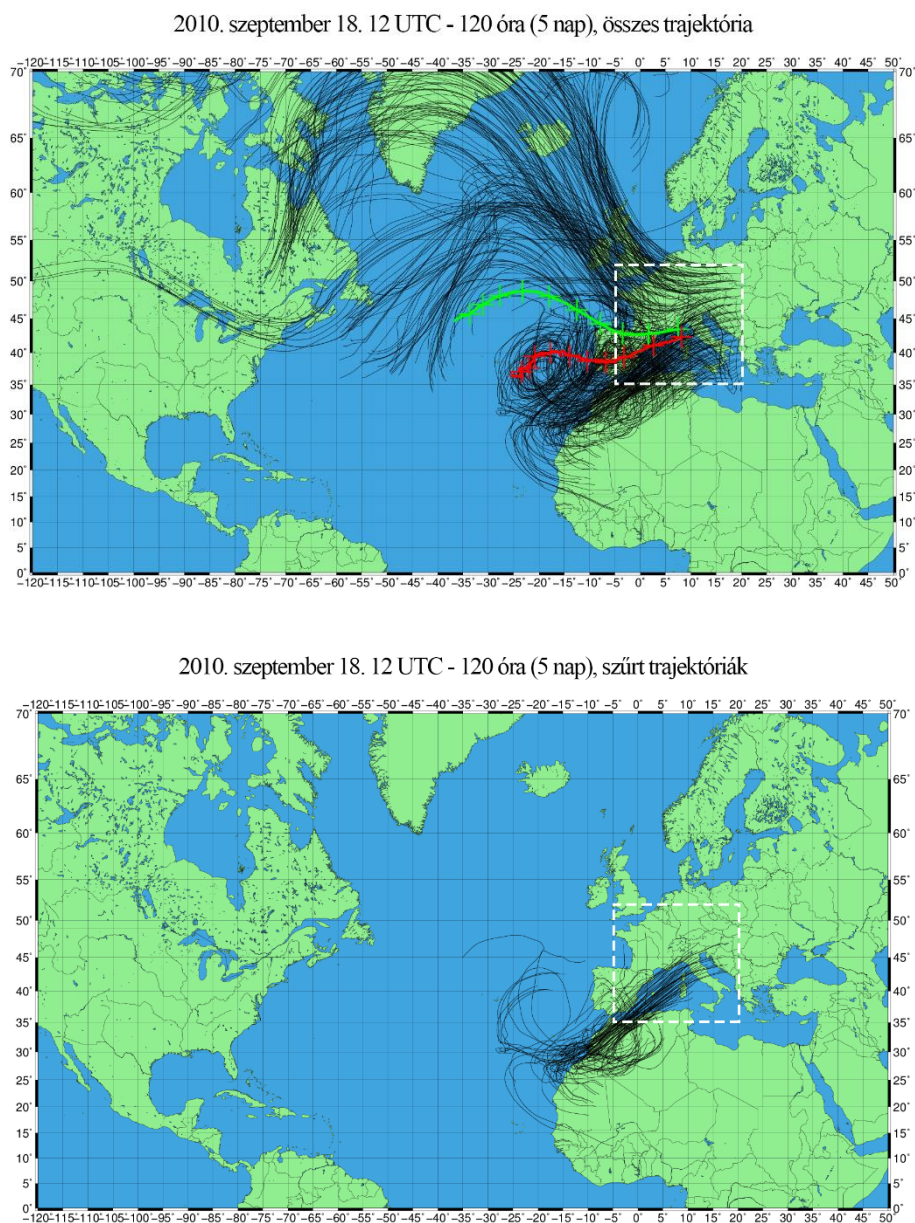
50. ábra
 2010.09.25. és 2010.09.27. között hullott csapadék mennyisége.
 (forrás: OMSZ)



51. ábra
 700 hPa – geopotencial mező [m] (folytonos vonal), specifikus nedvesség [g/kg] (színezett terület).
 2010.09.25. 06UTC, ECMWF analízis
 (forrás: OMSZ)

5.7.2. Trajektória alapú elemzés

Az első ciklonhoz kapcsolódó trajektóriák láthatók az *52. ábrán, felül*, 2010.09.18. 12 UTC indítási időponttal. Jól látható az Afrika nyugati partjainál futó sok trajektória és az ebbe az irányba eltolódó súlyozott súlyponti trajektória (piros), mely jelzi a trópusokról érkező nedvesség határozott jelenlétét. Ezt igazolja a szűrés utáni eredmény is (*52. ábra, alsó*).

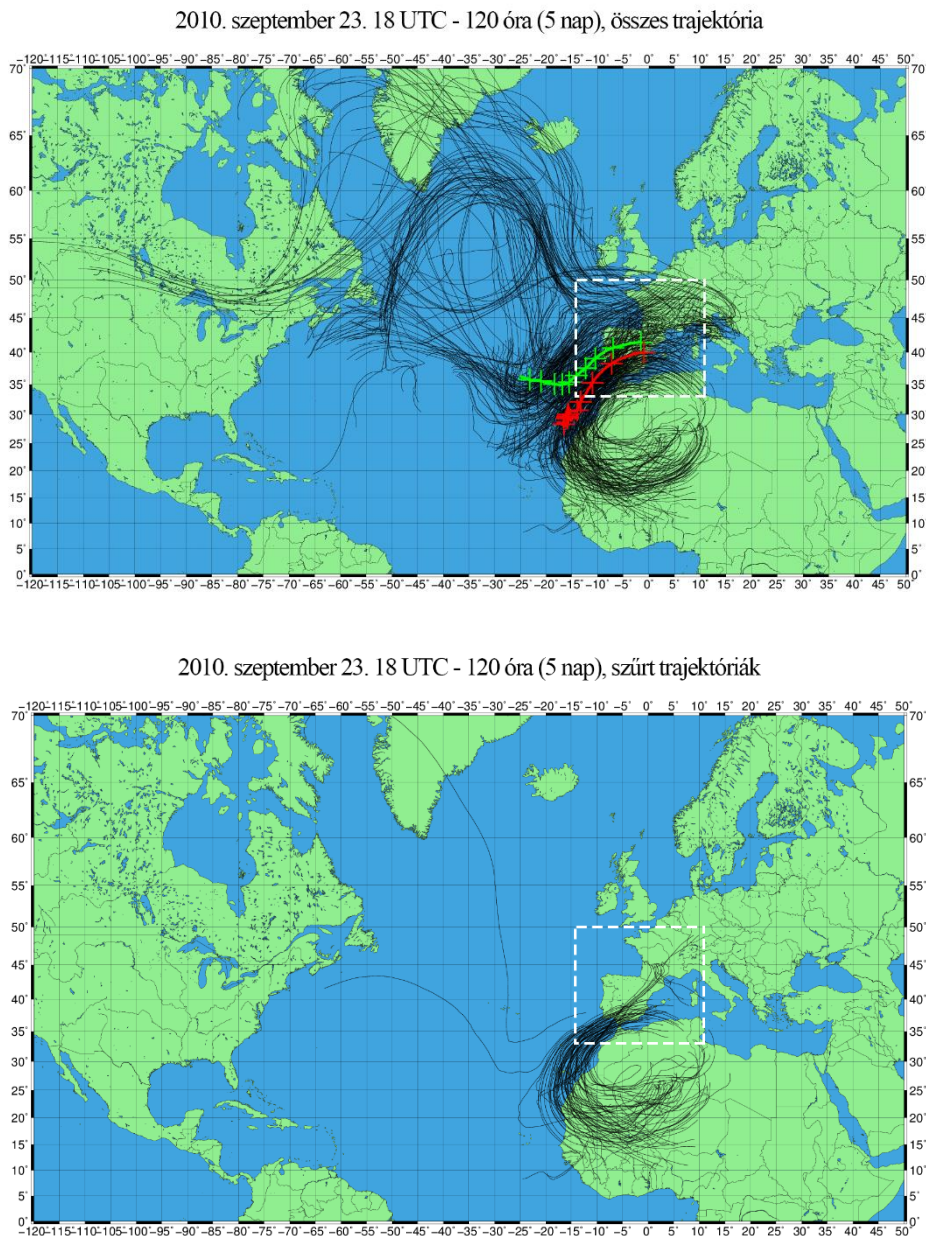


52. ábra

Felső: 2010. szeptember 18. 12 UTC időpontból 700 hPa-os szintről indított trajektóriák szűrés nélkül. Zöld vonal: összes trajektória súlyozatlan súlyponti trajektóriája, Piros vonal: összes trajektória specifikus nedvességgel súlyozott súlyponti trajektóriája, Fehér szaggatott téglalap: trajektóriák indítási területe. Alsó: 2010. szeptember 18. 12 UTC időpontból 700 hPa-os szintről indított trajektóriák, nedvesség áram alapú szűrés után. Fehér szaggatott téglalap: trajektóriák indítási területe.

A második ciklonhoz kapcsolódó trajektóriákat ábrázoltuk az 53. ábrán, felül. Ezeket a trajektóriákat 2010. szeptember 23-án 18 UTC-kor indítottuk. Észrevehető a rendkívül sok, mélyen délről érkező trajektória, mely jelentős része a szűrés után is a várakozásnak megfelelően megmaradt (53. ábra, alul).

Tehát ebben az időszakban nagyon meghatározó volt a trópusi nedves légtömeg jelenléte a ciklonok kialakulásában.



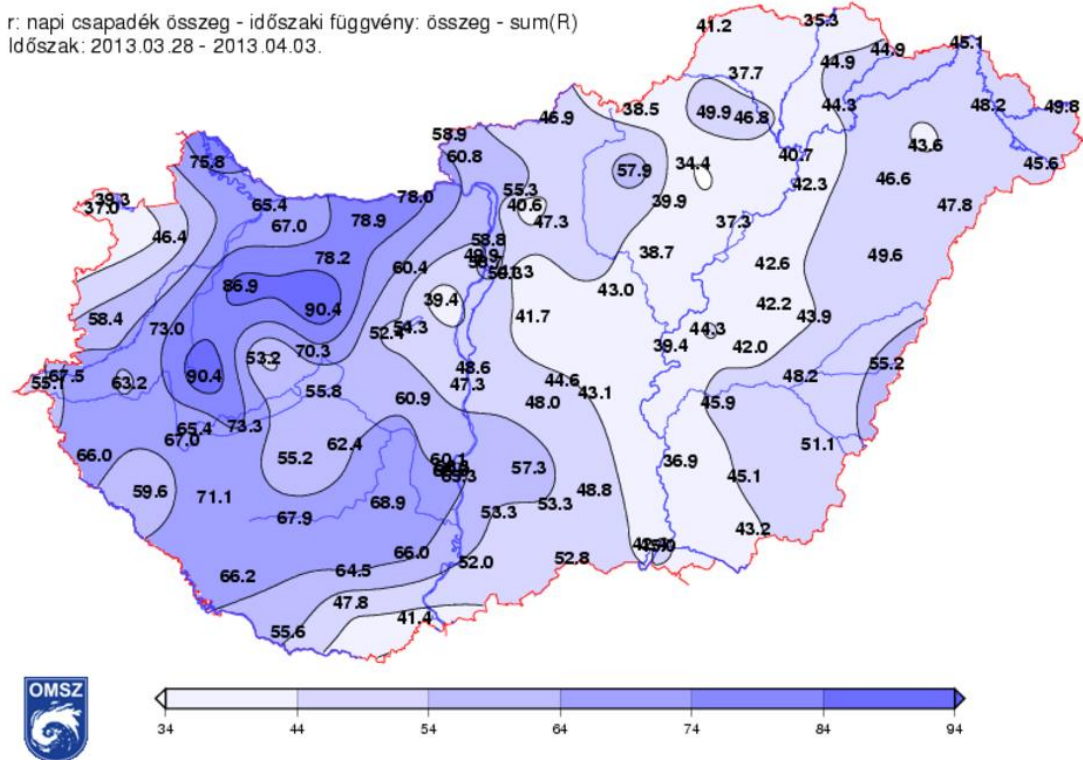
53. ábra

Felső: 2010. szeptember 23. 18 UTC időpontból 700 hPa-os szintről indított trajektóriák szűrés nélkül. Zöld vonal: összes trajektória súlyozatlan súlyponti trajektóriája, Piros vonal: összes trajektória specifikus nedvességgel súlyozott súlyponti trajektóriája, Fehér szaggatott téglalap: trajektóriák indítási területe. Alsó: 2010. szeptember 23. 18 UTC időpontból 700 hPa-os szintről indított trajektóriák, nedvesség áram alapú szűrés után. Fehér szaggatott téglalap: trajektóriák indítási területe.

5.8. 2013. március 28. – április 03.

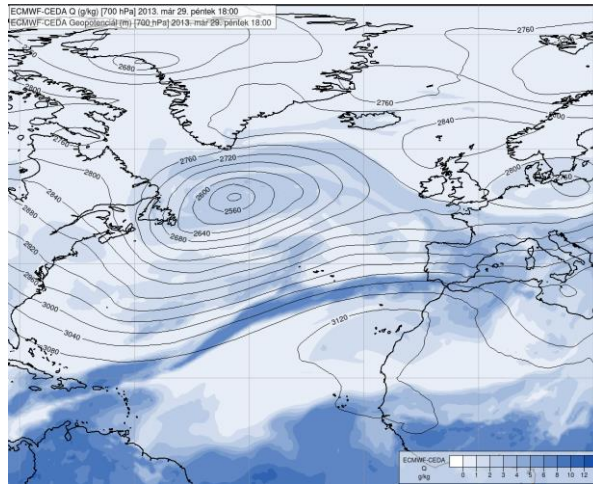
5.8.1. Szinoptikus helyzet

Ebben az időszakban rövid idő alatt három mediterrán ciklon csapadékkrendszere érintette hazánkat, és együtt okoztak 70–90 mm-t meghaladó csapadékmennyiséget a Dunántúlon, melynek jelentős része hó formájában hullott (54. ábra).



54. ábra
2013.03.28. és 2013.04.03. között hullott csapadék mennyisége.
(forrás: OMSZ)

Ez az eset a többitől eltér, ugyanis egyik ciklon esetében sem volt megfigyelhető Afrika felett egy nedvesség híd, továbbá hurrikán maradvány sem hozott nedvességet a területre. Mindhárom esetben a trajektóriák a Karib-szigetek térségéből vagy az Atlanti-óceán közepső, déli területeiről származtak és innen szállították a nedvességet a ciklonokba. Ez látható az 55. ábrán. Megfigyelhető Afrika és az Atlanti-óceán délkeleti régiójában elhelyezkedő száraz légtömeg, mely megakadályozta a trópusi nedvesség ezen irányból történő lehetséges áramlását.

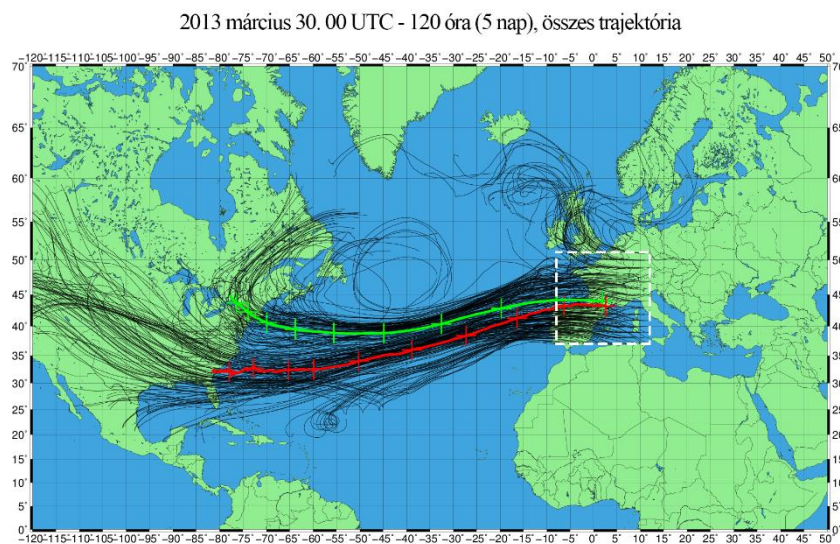


55. ábra

700 hPa – geopotenciál mező [m] (folytonos vonal), specifikus nedvesség [g/kg] (színezett terület).
2013.03.29. 18UTC, ECMWF analízis
(forrás: OMSZ)

5.8.2. Trajektória alapú elemzés

Most csak a második ciklonhoz köthető trajektóriákat mutatjuk be, de a másik két ciklon esetében is a trajektóriák hasonló pályát írtak le. Az 56. ábrán a március 30-án 00 UTC időpontban indított trajektóriák láthatóak, melyek Észak-Amerika keleti partvidéke felől érkeztek, és a csapadékban gazdagabbak pedig délről a Karib-térségből. Tehát megállapítható, hogy nem minden esetben szükséges az afrikai térségből származó trópusi nedvesség ahhoz, hogy nagy csapadékot okozó ciklonok kialakuljanak.



56. ábra

2013. március 30. 00 UTC időpontból 700 hPa-os szintről indított trajektóriák szűrés nélkül. Zöld vonal: összes trajektória súlyozatlan súlyponti trajektóriája, Piros vonal: összes trajektória specifikus nedvességgel súlyozott súlyponti trajektóriája, Fehér szaggatott téglalap: trajektóriák indítási területe.

6. A nedves és száraz időszak közötti váltás nagyskálájú folyamatának keresése

Az előzőekben azt vizsgáltuk, hogy az egyes helyzetekben milyen folyamat, forrás segítette elő, hogy az adott rövid időszakban nagy mennyiségű csapadék hullhasson. Ezeket külön esetenként kezeltük, azonban hosszabb időtávon megfigyelhetők erősen csapadékos és szárazabb időszakok. Ilyen erősen csapadékos időszakokba estek jó részt a vizsgált eseteink is. A célunk az volt, hogy észrevehető-e nedvesség szállítás szempontjából nagy skálán valamilyen változás a szárazabb és a nedvesebb időszakok között. Tehát hol található egy olyan esetleg forrás, ahol a trópusi nedves légtömeg a mérsékelt övbe jut, amit ezután a kialakuló ciklonok hasznosíthatnak. Hasonló vizsgálatot végzett el *Knippertz és Wernli* (2010) trajektóriák segítségével, akik azt a megállapítást tették, hogy négy ilyen fő forrás található: 1, Csendes-óceán nyugati részén; 2, Csendes-óceán keleti részén; 3, Karib-térség; 4, Atlanti-óceán középső térsége. A felsorolt forrásterületek aktivitása évszakosan változik.

6.1. Az vizsgált időszak kiválasztása

Ahhoz, hogy meghatározzuk valamelyest objektív módon azt az időszakot, amit az előbb említett célból vizsgálni akarunk, mért csapadék adatokat és saját matematikai formulát használtunk.

Az Országos Meteorológiai Szolgálattól 2000. január 1-től 2016. február 11-ig kértük le Magyarországra vonatkozólag minden napra azon állomások csapadék adatait, ahol 20 mm-nél nagyobb napi csapadékmennyiséget regisztráltak. Különálló csapadékos időszaknak tekintettük azt, amikor két napon keresztül nem mértek az országban 20 mm-nél nagyobb csapadékmennyiséget. Ezzel a két feltétellel meghatároztuk a csapadékos és száraz időszakok hosszát. Előbbi esetben pedig meghatároztuk még az időszak alatt a feltételnek megfelelő állomások számát, és ezek csapadékadatainak összegét. Ezen értékek felhasználásával és a saját készítésű (16) formula segítségével számolt értékekkel kaptuk az 57. ábrákat.

$$\left(\left(\frac{A}{B} \right)^2 + \left(\frac{C}{B} \right)^2 \right) \cdot B \cdot D = X \quad (16)$$

A = csapadékos időszakban csapadékot regisztráló állomások száma

B = csapadékos időszak hossza

C = csapadékos időszakban hullott nedvesség teljes összege

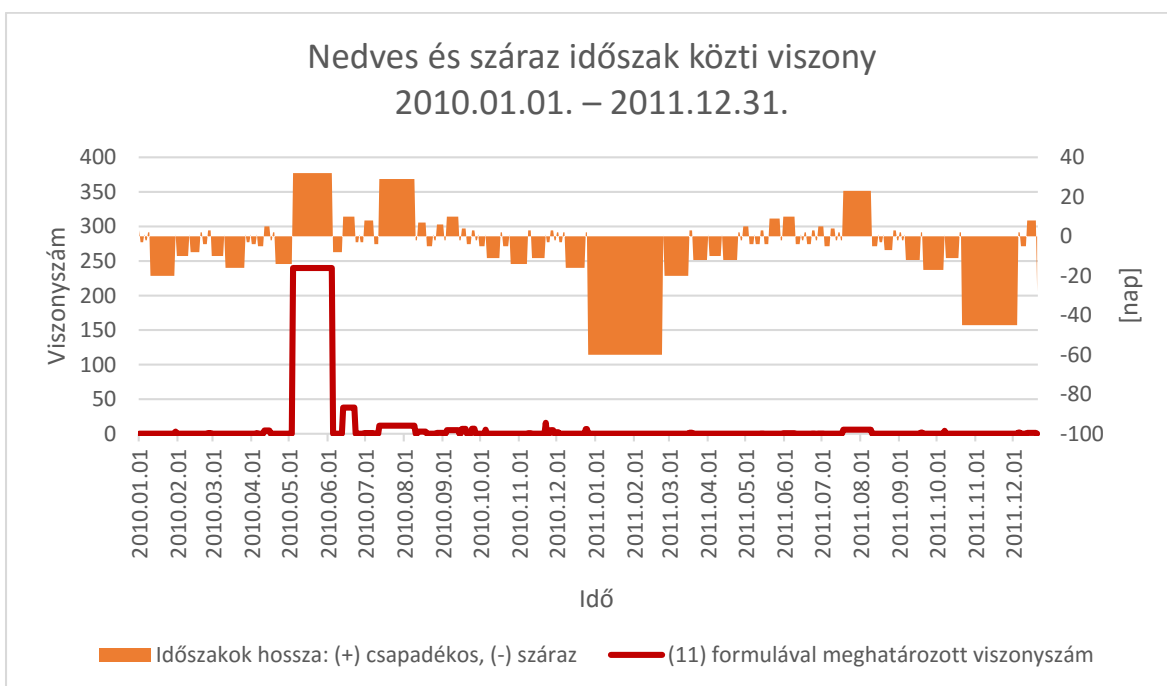
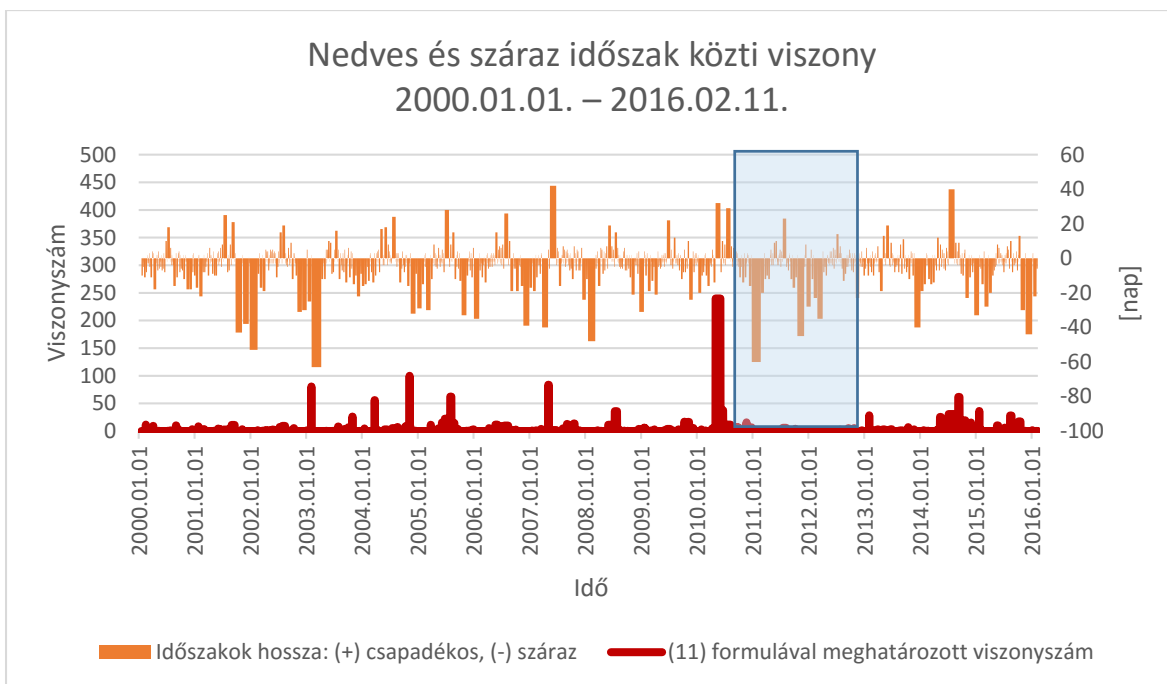
D = száraz időszak hossza

X = meghatározott viszonyszám

A (16) formulában súlyozzuk azokat az eseteket, amikor a csapadékos időszak alatt sok állomáson mértek 20 mm-t meghaladó csapadékot, így előnyben részesítve azon eseteket, amikor nagy területen hullott nagy mennyiségű csapadék. Továbbá súlyozunk azzal is, hogy az adott időszakban átlagosan mennyi csapadék esett. Ezen kívül még figyelembe vesszük azt is, hogy milyen hosszú volt a csapadékos időszak és az előtte lévő száraz időszak is.

Az 57. ábrákon láthatók a formula által kapott értékek pirossal, narancssárgával pedig az időszakok hossza. Utóbbi, ha negatív, akkor száraz időszakot jelent, ha pozitív, akkor nedves időszakot jelöl. Látható több magas érték is az 57. felső ábrán, de a 2010. májusi időszak kiemelkedik a többi közül. A 57. alsó ábrán a 2010-es és a 2011-es év látható. A 2010-es májusi hónapban két erős ciklon is érintette hazánkat, a Zsófia és az Angéla. Az ezt megelőző csapadékos időszakban nem volt jelentős csapadékhullás, tizennégy napon keresztül az országban sehol nem regisztráltak egy nap alatt 20 mm-t meghaladó csapadékmennyiséget. A csapadékos időszak 32 napig tartott, tehát a Zsófia előtti közel két hétben és a Zsófia és Angéla között sem volt olyan két egymást követő nap, amikor nem mértek valahol legalább 20 mm csapadékot. Ezek alapján megfelelőnek gondoltuk a vizsgálatunk szempontjából ezt az időszakot.

A 2011-es évet azért vettük bele a nagyított ábrába, ugyanis össze akartuk hasonlítani a 2010-es kiválasztott nedves időszakot egy másik év azonos idejű, de száraz időszakával. Az látható, hogy 2011 májusában nem volt jelentős csapadéktelekenység, csak a hónap vége felé látható pár nap, amikor mért pár állomás a küszöbérték feletti mennyiséget, de azok száma sem volt számottevő. Ez nem azt jelenti, hogy 2011 májusa csapadékmentes volt, de a mi feltétel rendszerünk alapján egyáltalán nem volt csapadékos, főleg 2010 májusához képest.



57. ábra

Felső: 2000.01.01. – 2016.02.11. időszakra számolt nedves és száraz időszakok hossza, és előbbieket egymás közti viszonyai. Piros: A (16) formulával számolt értékek. Narancs: Nedves (+) és száraz (-) időszakok hossza. Kék téglalap: Az 57. alsó ábrán kinagyított időszak.

Alsó: Az 57. felső ábrán található kék téglalappal jelölt időszak nagyított nézete, hasonló jelölésekkel.

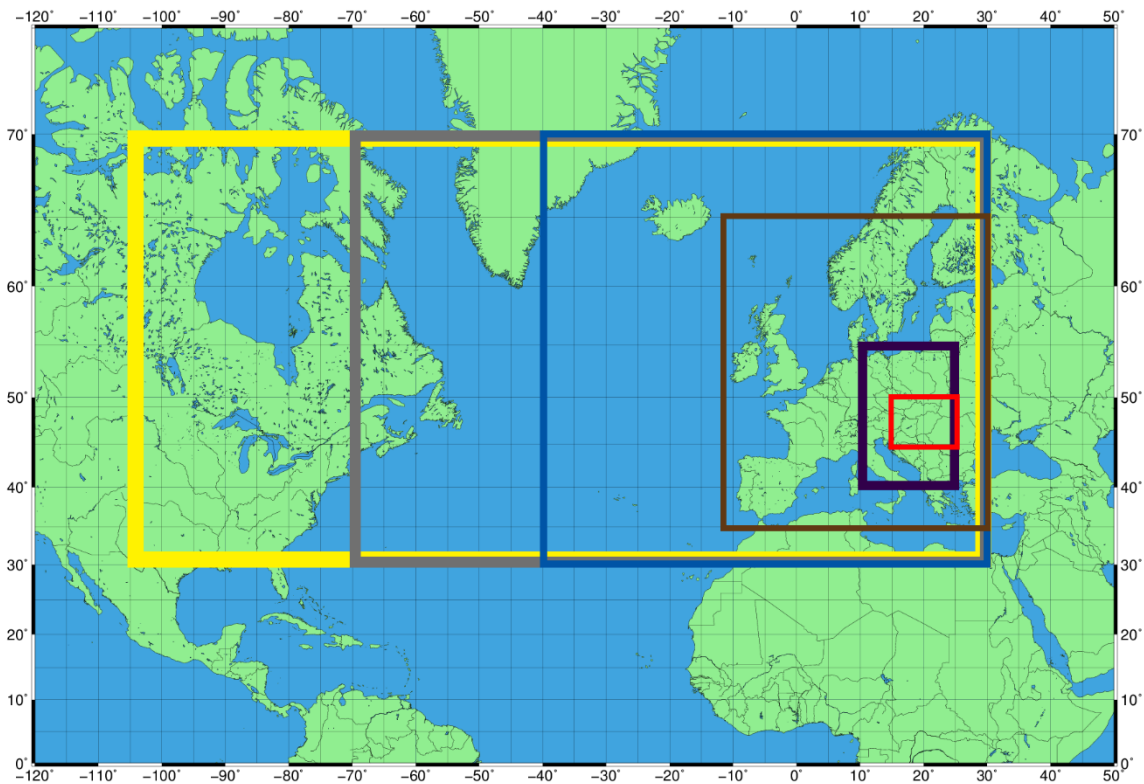
6.2. Nedvesség áramok számítása

Miután kiválasztottuk a megfelelő időszakot (2010. május), ECMWF analízisek felhasználásával különböző területekre vonatkozóan számoltunk nedvesség áramokat. Ehhez kijelöltünk síkidomokkal bizonyos területeket (58. ábra) az alapján, hogy minél több

méretskálát lefedjük a Sziklás-hegységtől a Fekete-tengerig tartó részen. Ezen síkidomok oldalain keresztül a (17) egyenlet segítségével határoztuk meg a nedvesség áramot minden időlépcsőben, továbbá összegeztük a terület teljes specifikus nedvességét szintén minden időlépcsőben. A számolásokat minden fő izobár szintre összegeztük 150 hPa-ig.

$$\left(\left| \underline{v}_{ik} \right| \cdot q_{ik} \right) \cdot ds_{ik} = N_{ik} \quad (17)$$

A képletben \underline{v} a szélesség vektor, q a specifikus nedvesség, ds az adott oldalra vonatkozó ráctávolság és N pedig a nedvesség áram. Az i index a síkidom oldalát adja meg, tehát, hogy nyugati, keleti, északi vagy déli. Figyelembe vettük a Föld torzulását, vagyis azt, hogy két különböző szélességi kör mentén a ráctávolság nem egyenlő, így ezeket minden esetben kiszámoltuk. A szél esetében pedig mindig csak az adott oldalra merőleges szélkomponenst vettük figyelembe, tehát például a déli oldalon csak a v komponenst, nyugati oldalon pedig csak az u komponenst. A k index az adott rácspontot jelöli. A képletet egy lépcsős függvényként kezeltük, tehát az adott rácspontban kiszámolt érték vonatkozik a következő rácspontig tartó szakaszra.



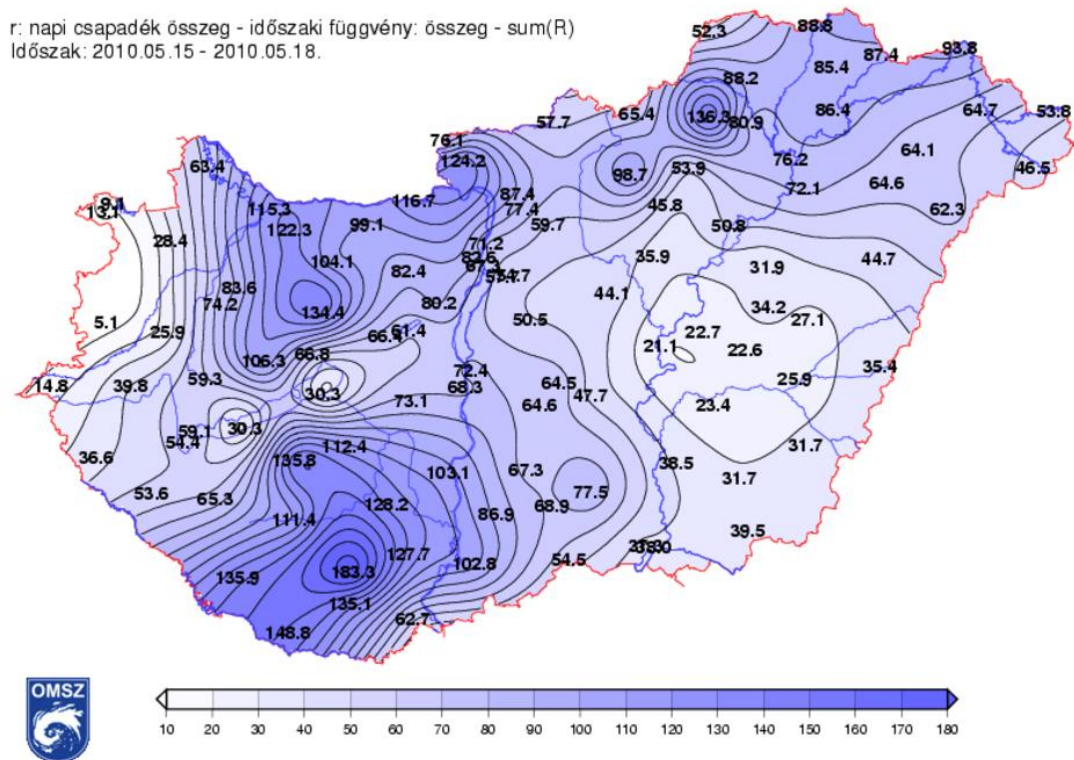
58. ábra

Azon területek színes vonallal jelölve, melyek oldalain a (17) képlettel nedvesség áramot számoltunk.

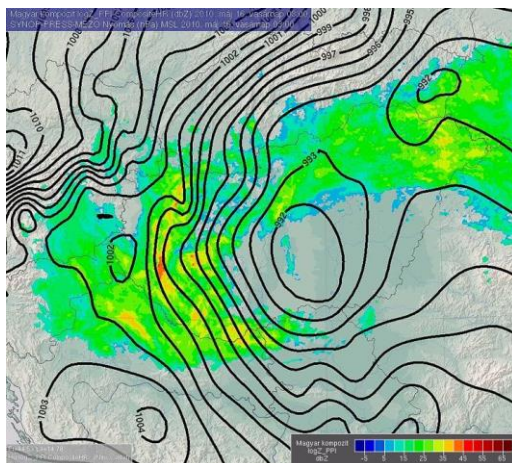
6.3. Zsófia és Angéla ciklon

Ahogy korábban említettük, 2010 májusában két rendkívüli ciklon is érintette hazánkat, a Zsófia és az Angéla. [5,6,7 – met.hu]

A Zsófia ciklon május 15–18. között pusztított erős szellőkésekkel és nagy mennyiségű esővel. A ciklon a mediterrán térségben alakult ki nagyon rövid idő alatt, mely ezután a Kárpát-medence felé helyeződött át és tartósan ott maradt. Az 59. ábrán a három nap alatt lehullott csapadék mennyiségét ábrázoltuk. A Dunántúlon és az ország északi részén szinte mindenhol 70 mm-t meghaladó eső hullott, de sok helyen bőven több, mint 100 mm-t mértek. Az tűnhet fel az ábrából, hogy az Alföldön a többi területhez képest lényegesen kevesebb csapadék hullott. Ennek oka, hogy a ciklon centruma pont itt tartózkodott, és körül helyezkedett el a csapadékrendszere (60. ábra).



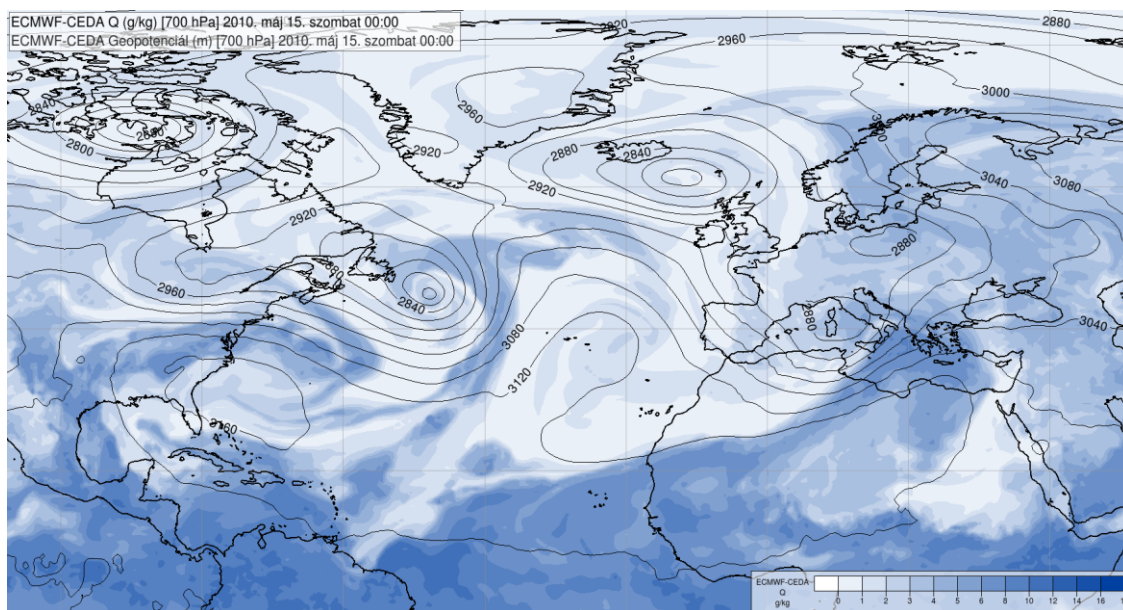
59. ábra
2010.05.15. és 2010.05.18. között hullott csapadék mennyisége.
(forrás: OMSZ)



60. ábra

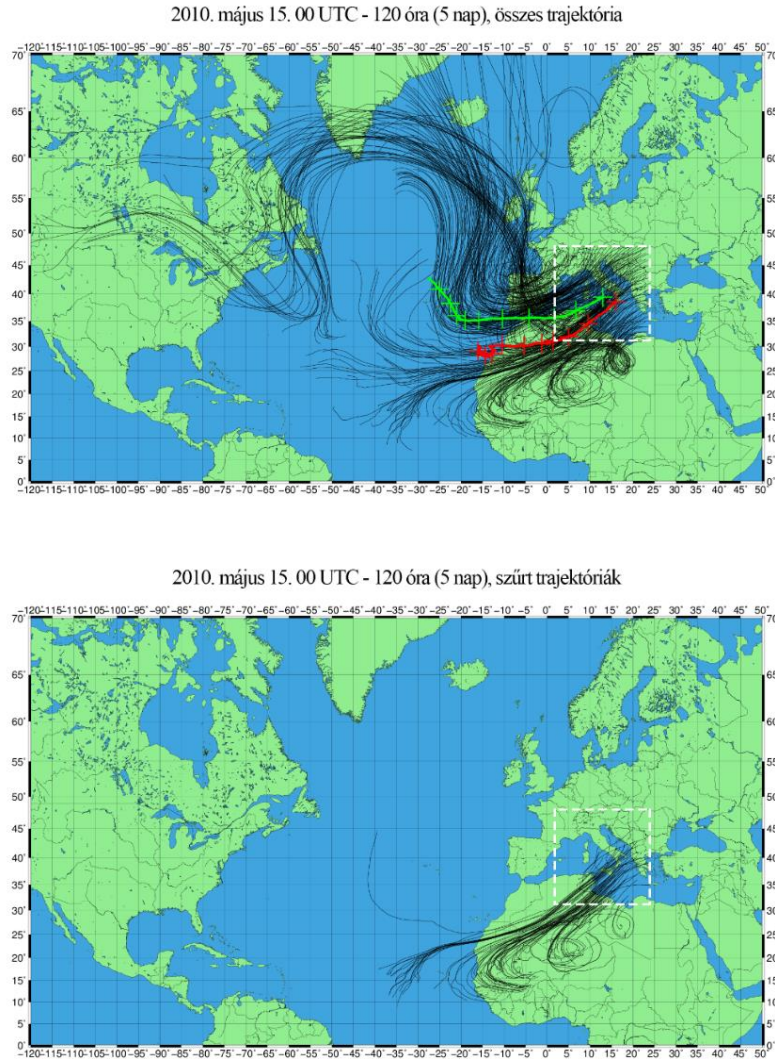
2010. május 16. 03 UTC – Radar reflektivitás (színezett rész) [dbZ], Tengerszinti légnyomás (fekete vonalak) (forrás: [5 – met.hu])

A korábbi esettanulmányok jó részénél már megfigyelt nedvesség híd, mely a ciklon és a trópusi nedves légtömegek között alakul ki, ebben az esetben is megfigyelhető volt (61. ábra). A trópusi nedvesség jelenlétét és jelentős mennyiségű hozzájárulását mutatták ki a trajektória alapú vizsgálataink is (62. ábra felső, alsó).



61. ábra

700 hPa – geopotenciál mező [m] (folytonos vonal), specifikus nedvesség [g/kg] (színezett terület).
2010.05.15. 00UTC, ECMWF analízis
(forrás: OMSZ)

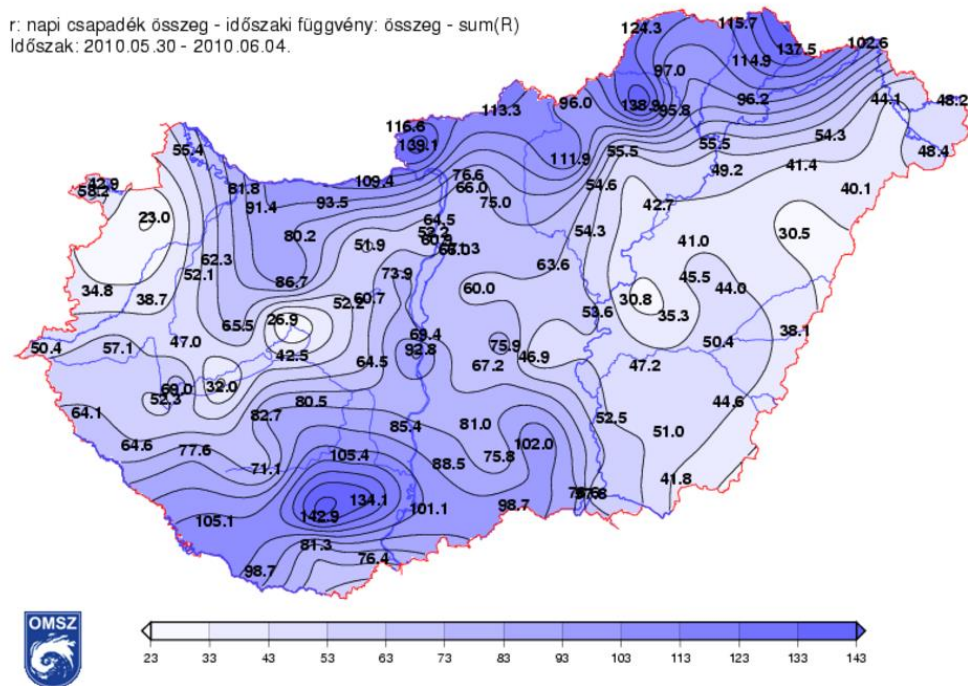


62. ábra

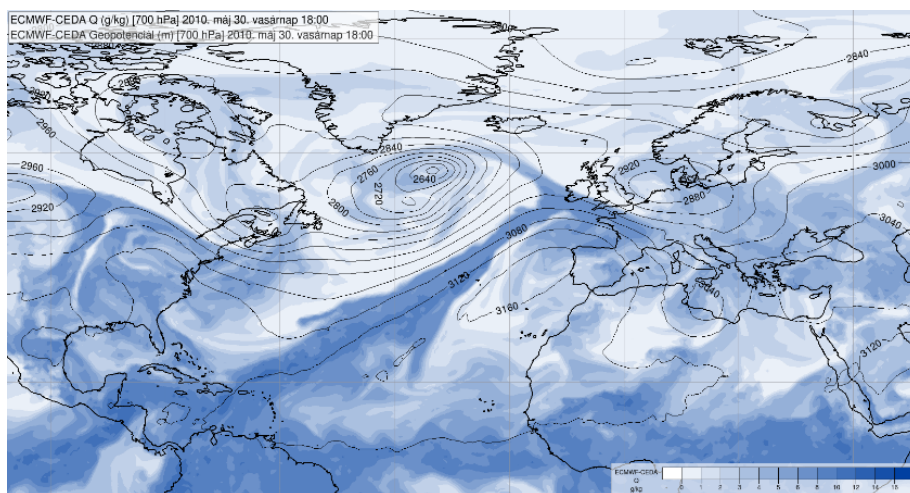
Felső: 2010. május 15. 00 UTC időpontból 700 hPa-os szintről indított trajektóriák szűrés nélkül. Zöld vonal: összes trajektória súlyozatlan súlyponti trajektóriája, Piros vonal: összes trajektória specifikus nedvességgel súlyozott súlyponti trajektóriája, Fehér szaggatott téglalap: trajektóriák indítási területe.
Alsó: 2010. május 15. 00 UTC időpontból 700 hPa-os szintről indított trajektóriák, nedvesség áram alapú szűrés után. Fehér szaggatott téglalap: trajektóriák indítási területe.

A Zsófia után csupán két héttel érkezett a következő jelentős csapadékot okozó ciklon, az Angéla. Ez a ciklon nem a mediterrán térségben alakult ki, hanem klasszikus módon, a magasabb szélességeken, és északnyugatról érkezett hazánk területére. Május 30. és június 4. között sok felé 40-50 mm-et meghaladó csapadék hullott, de az ország déli és északi részén, több helyen is több, mint 100 mm-t esőt mértek (63. ábra). Az Angéla nagy eséllyel a korábban lehullott nagy mennyiségű nedvességet hasznosította újra. Ebben az esetben nem alakult ki nedvesség híd Észak-Afrika felett, azonban a specifikus nedvességet megjelenítő 64. ábrán az látható, hogy jelentős nedvesség érkezhetett a Karib-térségből. A trajektória alapú vizsgálatok is ezt igazolták (65. ábra, felső, alsó). Összességében az Angéla

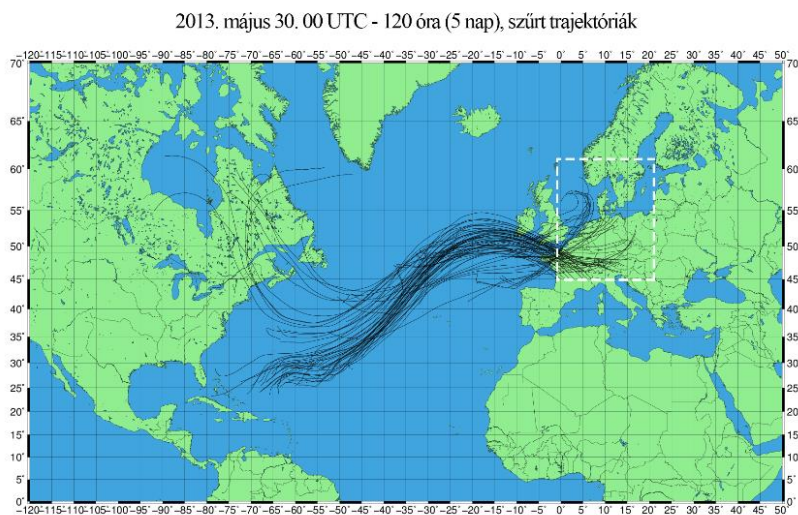
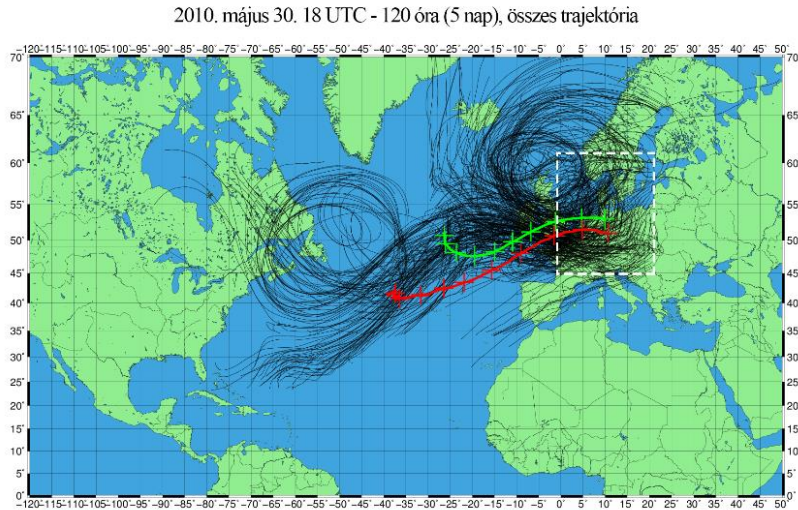
esetében a nagy mennyiségű csapadékhoz a nedvesség két forrásból származott. Egyik a korábbi időszakban lehullott nagy mennyiségű csapadék visszapárolgása, továbbá a Karibi-térségből érkező nedvesség, mely szintén összeköttetést jelent a trópusi nedves légtömegekkel. Azonban, hogy melyik forrás milyen mértékben játszott szerepet a lehullott csapadékban, arra ezen vizsgálatok nem adnak választ.



63. ábra
 2010.05.30. és 2010.06.04. között hullott csapadék mennyisége.
 (forrás: OMSZ)



64. ábra
 700 hPa – geopotenciál mező [m] (folytonos vonal), specifikus nedvesség [g/kg] (színezett terület).
 2010.05.30. 18UTC, ECMWF analízis
 (forrás: OMSZ)

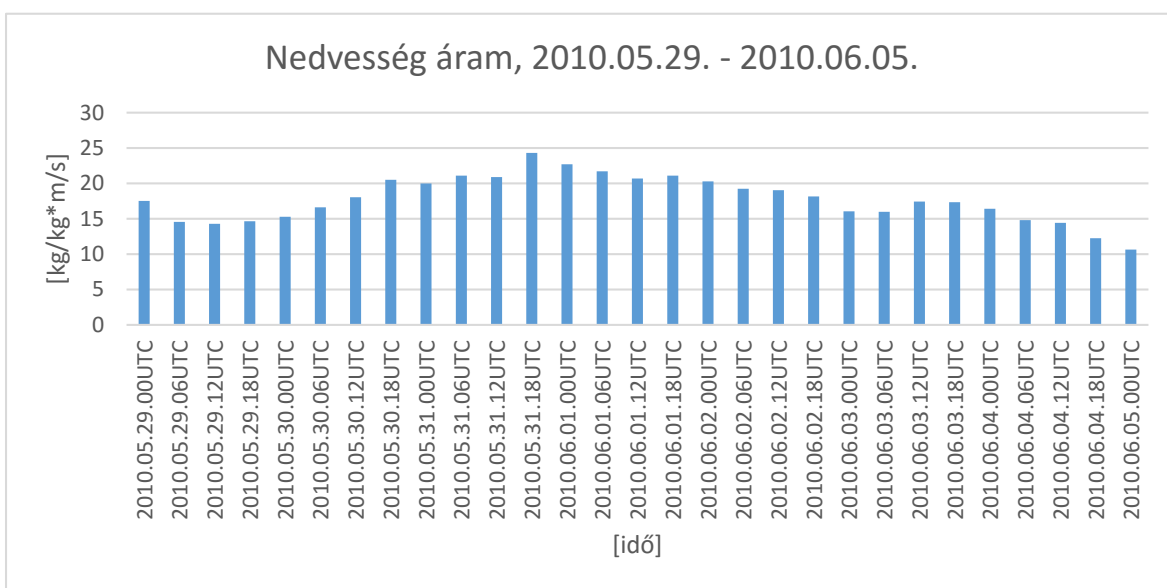
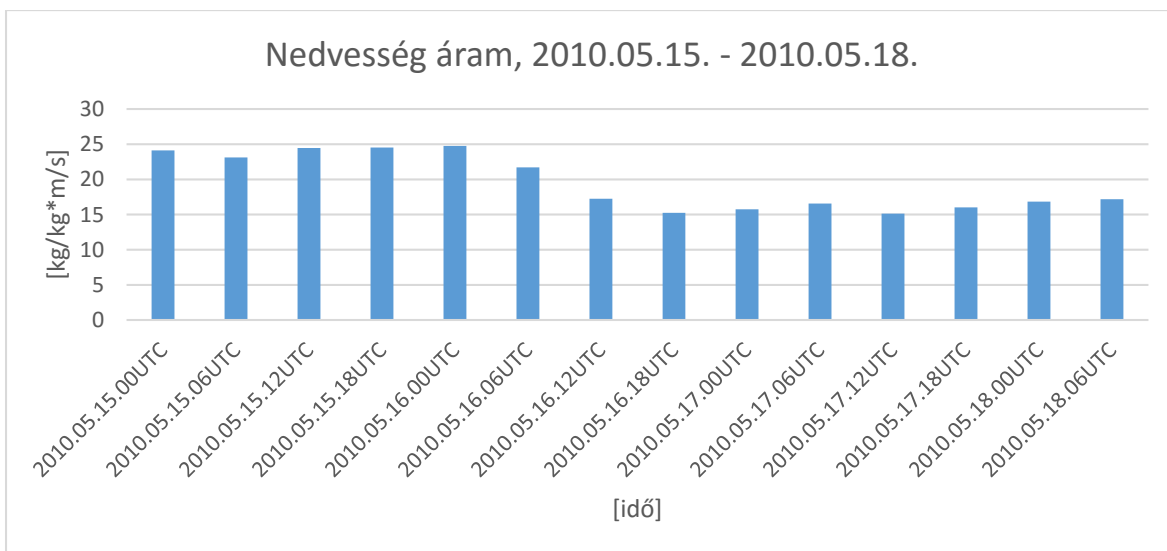


65. ábra

Felső: 2010. május 30. 18 UTC időpontból 700 hPa-os szintről indított trajektóriák szűrés nélkül. Zöld vonal: összes trajektória súlyozatlan súlyponti trajektóriája, Piros vonal: összes trajektória specifikus nedvességgel súlyozott súlyponti trajektóriája, Fehér szaggatott téglalap: trajektóriák indítási területe.
 Alsó: 2010. május 30. 18 UTC időpontból 700 hPa-os szintről indított trajektóriák, nedvesség áram alapú szűrés után. Fehér szaggatott téglalap: trajektóriák indítási területe.

6.4. Nedvesség áramok elemzése

Először vizsgáljuk meg a trajektória számítás során kapott nedvesség áramok menetét. A Zsófia ciklon esetében az figyelhető meg, hogy a csapadékhullás első harmadában még nagyobb mennyiségben áramlott nedvesség a ciklon területére, azonban utána jelentősen lecsökkent (66. ábra, felső). Ekkor a ciklon már egyre jobban záródott és a korábban felvett nedvességet hasznosította, majd lassan elkezdett feltöltődni. Az Angéla esetében még jobban látszik a ciklon nedvesség felvételének időbeli menete egy határozott maximummal, majd csökkenéssel (66. ábra, alsó).



66. ábra

Felső: 2010.05.15 – 2010.05.18 között 6 óránként indított trajektóriák nedvesség árama a ciklont lefedő síkidom határa mentén.

Alsó: 2010.05.29 – 2010.06.05 között 6 óránként indított trajektóriák nedvesség árama a ciklont lefedő síkidom határa mentén.

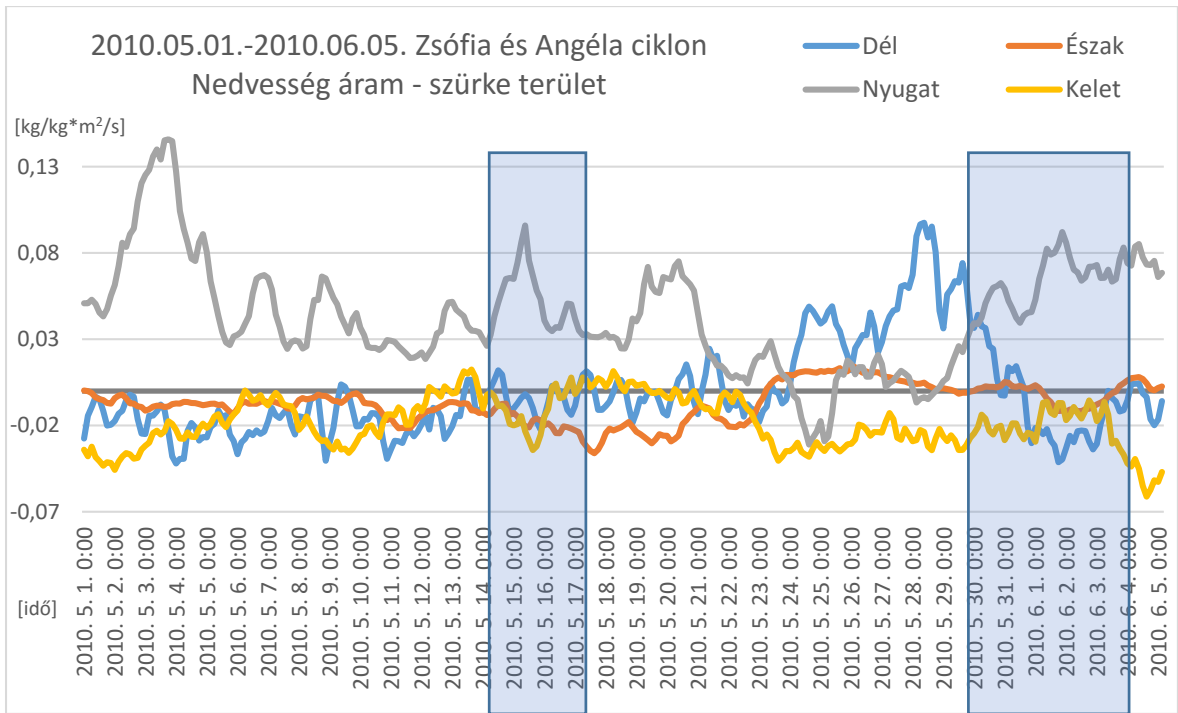
Az alábbiakban a 6.2 fejezetben leírt nedvesség áramokkal kapcsolatos számítási eredményeket mutatjuk be. Hangsúlyozzuk, hogy a számítások során ezúttal nem trajektóriákat alkalmaztunk, hanem rácsponti értékeket, vagyis a korábbi lagrangei szemlélettel szemben itt euleri megközelítést alkalmaztunk. A számításokat az 58. ábrán jelölt területeken végeztük el.

Az eredmények azt mutatták, hogy a két legkisebb terület oldalain (piros, lila) a nedvesség áramok kimutatták a ciklonok területre való érkezését, és azt, hogy ekkora méretskálán a legváltozékonyabb a terület teljes nedvessége. Azonban bővebb információval

nem szolgáltak. A barna területen, mely az európai méretekkel jelöli, már jobban vizsgálhatók voltak a főbb áramlási területek. Ez alapján a Zsófia ciklon esetében folyamatos volt a nyugati oldali beáramlás, azonban a ciklon első harmadában délről is jelentős nedvesség áramlott be. Ezt együtt kezelve a *66. felső ábrával* az állapítható meg, hogy a ciklon korai fázisában a jelentős nedvesség a déli területekről származott. Az Angéla esetében egyértelműen a nyugati oldalon való nedvesség áramlás dominált, délen pedig inkább kiáramlás volt megfigyelhető.

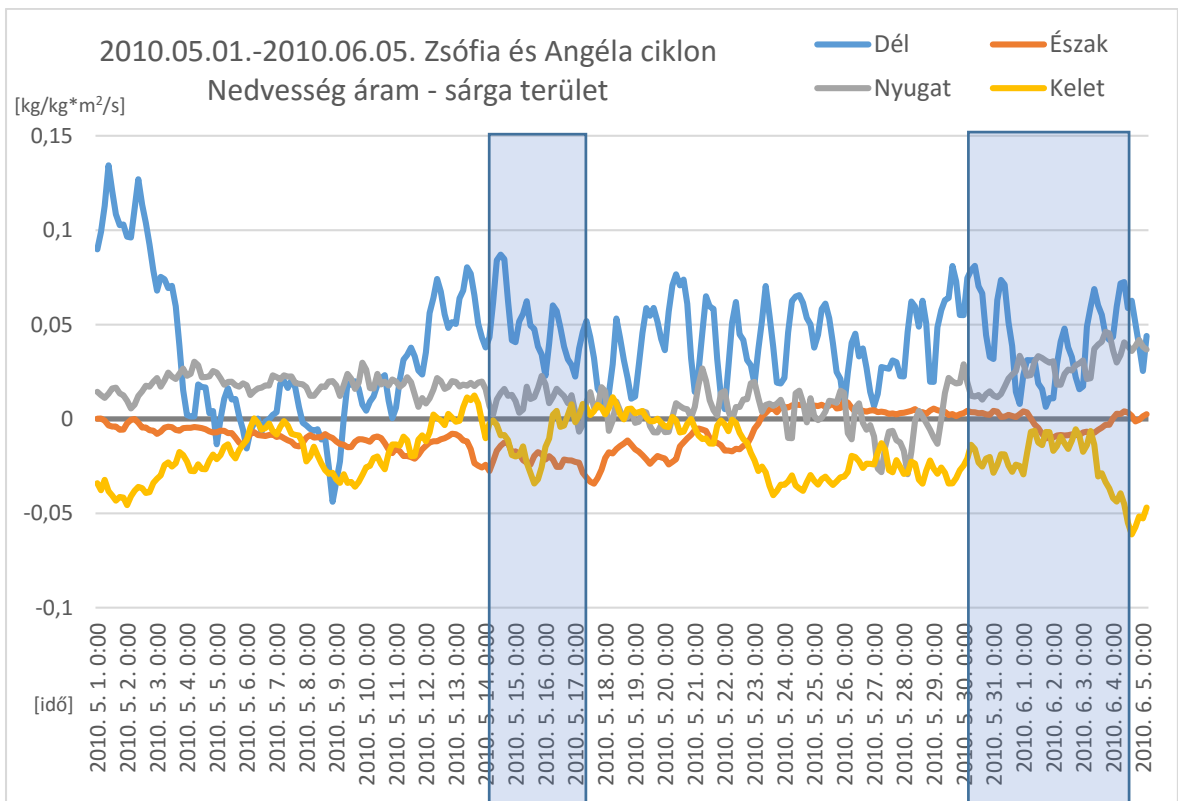
Növelve a területet, a kék síkidomot vizsgálva azt kaptuk, hogy ezen a skálán a nyugati nedvességáramlás a domináns, és ahhoz képest a déli elhanyagolható mértékű. A következő méreten (szürke) még meghatározóbb lett a nyugati oldal nedvességáramlása (*67. ábra*), azonban az Angéla előtti időszakban a déli oldalon a nyugati oldalnál is több nedvesség áramlott be. Amiből az következik, hogy egy forrás volt az Atlanti-óceán nyugati térségében, de még a Karib-térségtől keletre, ami összhangban van a *64. ábrán* látható specifikus nedvesség képével.

Ezután megnézve a legnagyobb terület (sárga) oldalainak nedvességáramát, jelentős változást tapasztaltunk (*68. ábra*). Ugyanis a nyugati oldal eddig meghatározó szerepe szinte eltűnt, és a déli vált dominánssá. Alapvetően még mindig pozitív a nyugati is, tehát áramlik be nedvesség, de közel se olyan mértékben, mint az előző méretekkel, és a déli oldalhoz képest is sokkal kevesebb. Ebből az következik, hogy a vizsgált időszakban a trópusokról a Rossby-övbe a Mexikói-öböl térségéből érkezett a legtöbb nedvesség. Az előző méretekkel azért volt domináns a nyugati oldal, ugyanis miután bekerült a nedvesség a nyugati szelek övébe, kelet felé advektálódott, így a kijelölt területek nyugati oldalán áramlott át a legtöbb nedvesség.



67. ábra

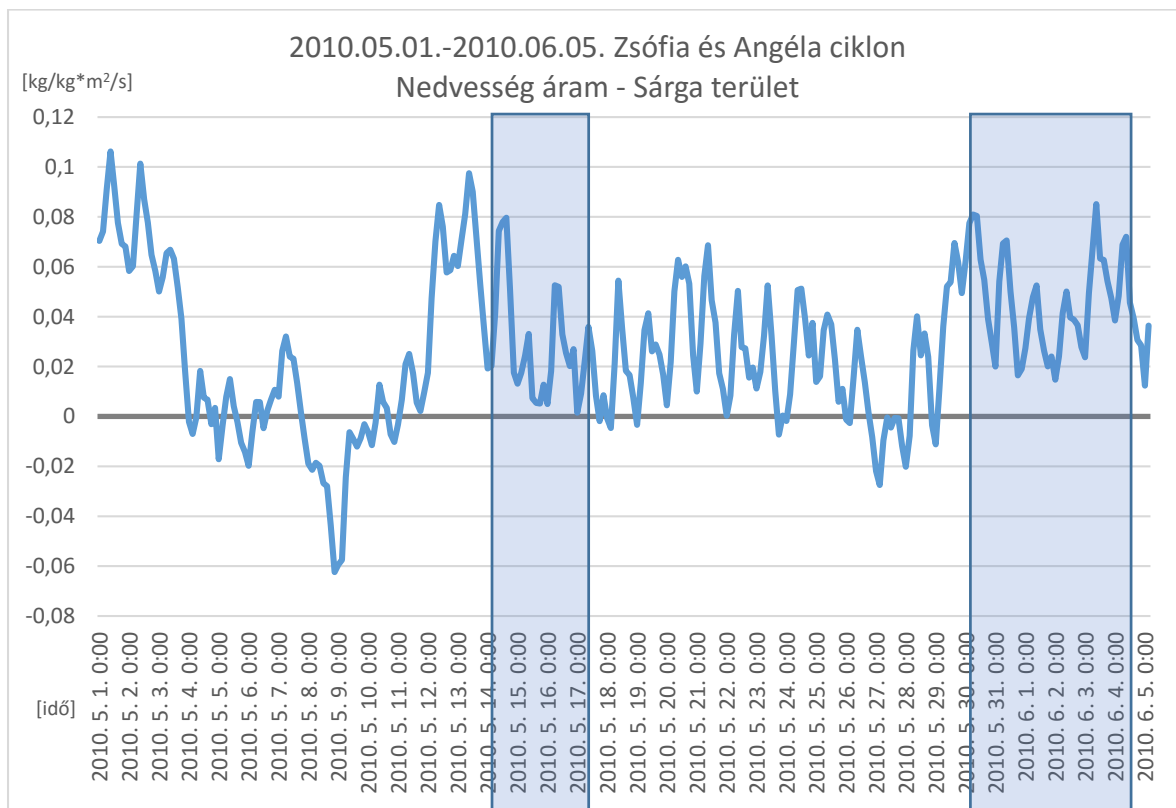
A kijelölt időszakban az 58. ábrán szürkével jelölt terület egyes oldalain a nedvesség áram mértéke. Színes téglalappal a Zsófia és Angéla ciklon Magyarországon okozott csapadékos időszaka van jelölve.



68. ábra

A kijelölt időszakban az 58. ábrán sárgával jelölt terület egyes oldalain a nedvesség áram mértéke. Színes téglalappal a Zsófia és Angéla ciklon Magyarországon okozott csapadékos időszaka van jelölve.

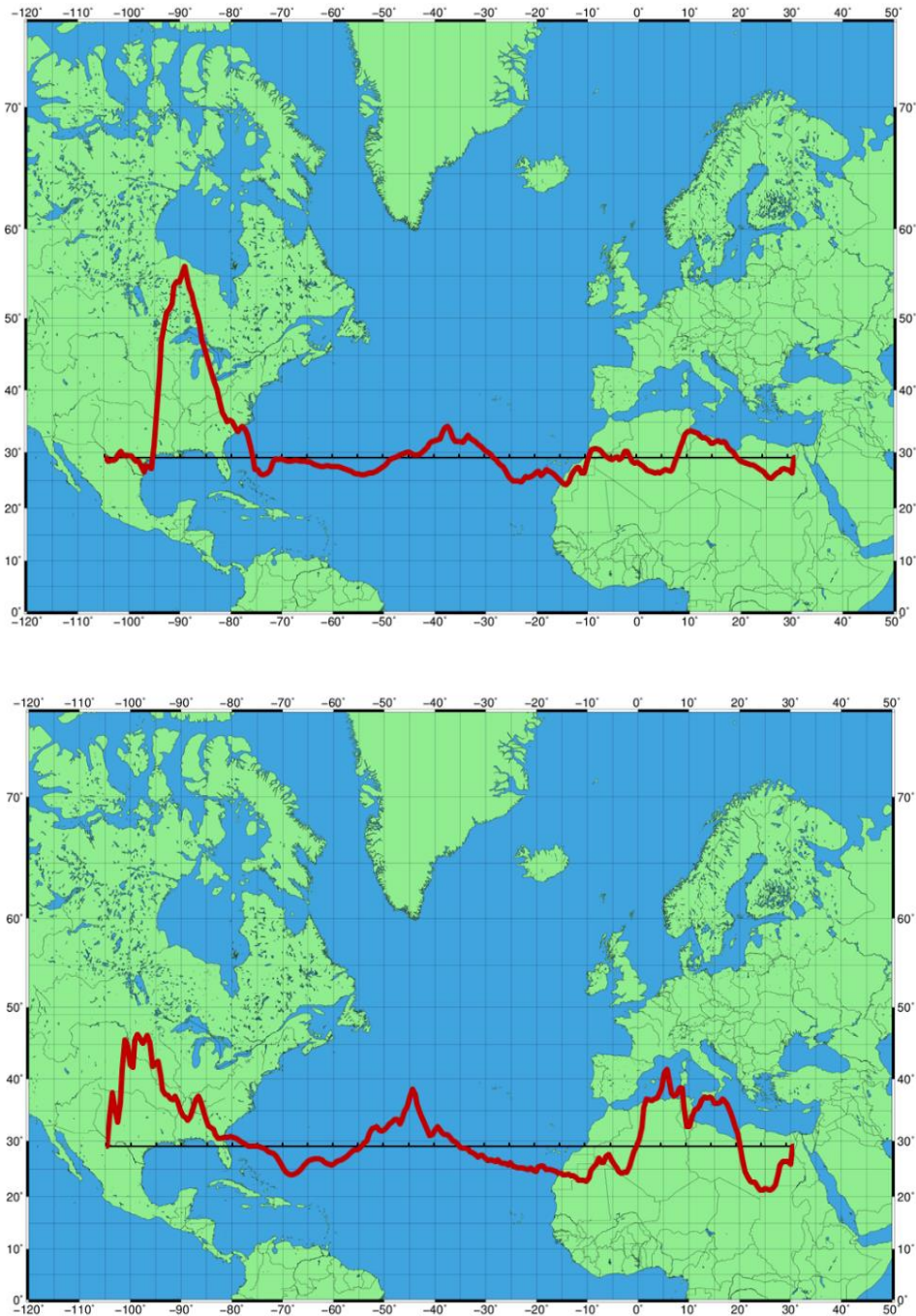
Miután összeadtuk a nedvességet minden oldalra vonatkozóan, a 69. ábrán látható eredményeket kaptuk. Az ábrán megfigyelhető, hogy a teljes időszakban pozitívnak mondható a nedvesség áram a sárga területet tekintve, tehát arra következtethetünk, hogy a trópusok látják el nedvességgel a Rossby-övet. Külön is vizsgálhatjuk a két ciklont. A Zsófia esetében az azt közvetlenül megelőző időszakban erős volt a nedvesség áram. Bár ez lehet nem volt már hatással erre a ciklonra, azonban május elején is látható egy nagyon erős nedvesség áramú időszak, ami már szerepet játszhatott. Hiába van utána egy kisebb szünet, sőt kiáramlási többlet is, az egyáltalán nem ellensúlyozza az azt megelőzően beáramlott nagy mennyiségű nedvességet. Az Angéla előtti időszakban pedig szinte végig pozitív a nedvesség áramlása, a mérsékelt öv folyamatosan kapta a nedvességet a trópusokról a Mexikói-öblön keresztül.



69. ábra

A sárga terület összes oldalán számolt nedvesség áram előjeles összegzése után kapott nedvesség áram időbeli változása.

A 70. ábrákon a déli oldalra vonatkozóan látható, hogy a Zsófia ciklon előtt hogyan oszlott meg a nedvesség áram a déli oldalon. A 70. felső ábrán látható a Mexikói-öbölnél a május eleji nagymértékű nedvesség áram. A 70. alsó ábrán közvetlen a ciklon előtti időszak látható, ahol megjelenik a Szahara feletti nedvesség áram, ami egybevág a trajektória alapú vizsgálat eredményeivel.

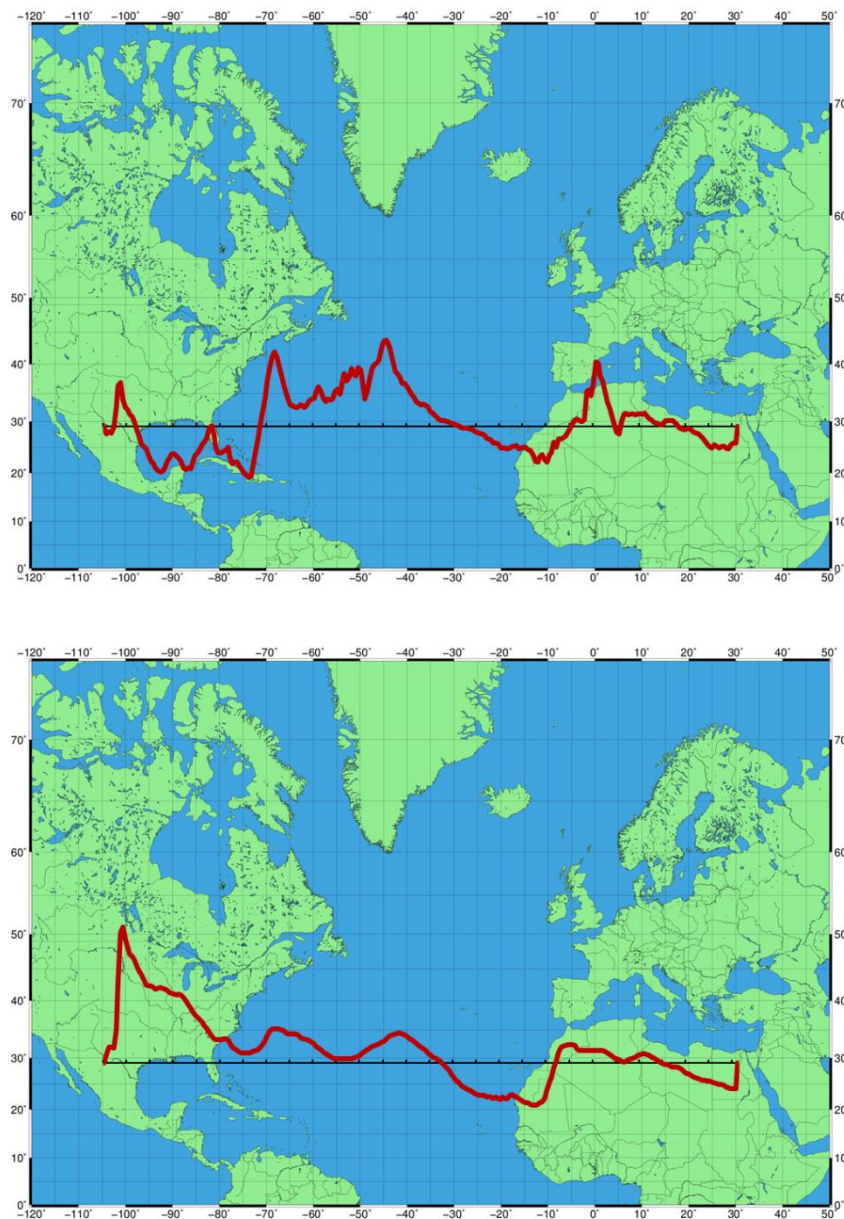


70. ábra

Felső: 2010.05.02. 00UTC időpontban a déli oldalon található nedvesség áram.
 Alsó: 2010.05.14. 06UTC időpontban a déli oldalon található nedvesség áram.

A 71. felső ábrán az Angéla előtti időszakból látható egy részlet. Ebből az látszik, hogy az Atlanti-óceán középső részén volt a fő nedvesség áram területe. Ez jól magyarázza az eggyel kisebb skálán kapott déli nedvesség áram növekedést.

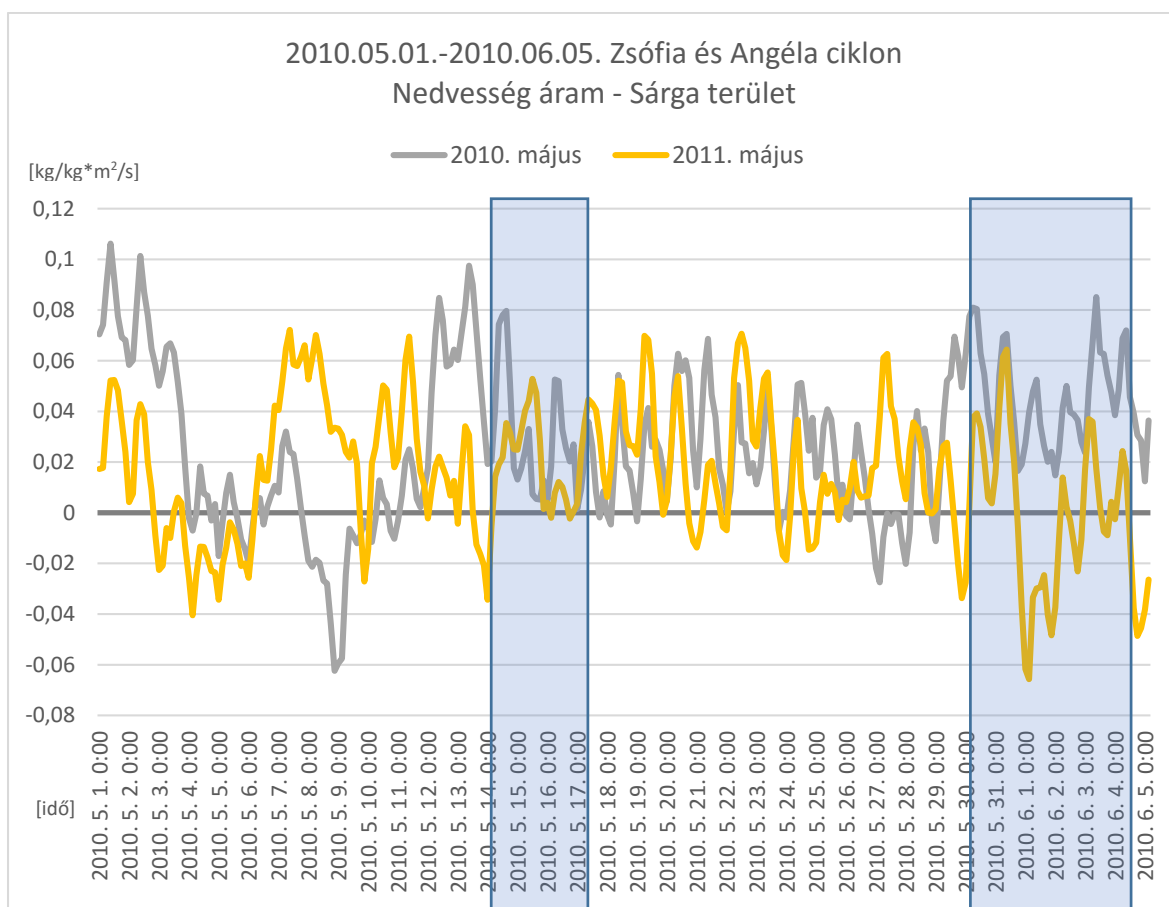
A 71. alsó ábrán pedig a teljes időszakra vonatkozó nedvesség áram térbeli eloszlása látható a déli oldalon. Ebből az állapítható meg, hogy a Mexikói-öböl térsége az, ami a legmeghatározóbb volt, de néha ez eltolódott az Atlanti-óceán középső térségének irányába. Ami érdekes és fontos még, hogy a teljes időszakot tekintve a szaharai rész összességében pozitív, tehát onnan is többségében inkább a Rossby-öv felé áramlott a nedvesség.



71. ábra

Felső: 2010.05.02. 00UTC időpontban a déli oldalon található nedvesség áram.
Alsó: 2010.05.14. 06UTC időpontban a déli oldalon található nedvesség áram.

Végül összehasonlítottuk a 2010. májusi időszak nedvesség áramának menetét és mértékét a 2011. májussal, ami a mi feltétel rendszerünk szerint alapvetően száraz időszak volt. A 72. ábra alapján azt lehet megállapítani, hogy 2010-ben nagyobb mértékű beáramlások léptek fel, és 2011-ben pedig több volt a kiáramlási alkalmak száma. Azonban, hogy számszerű képet kaphassunk a két időszak viszonyáról, integráltuk a két idősort. Ez alapján azt kaptuk, hogy mind két esetben a teljes időszakot tekintve nedvesség beáramlás volt, de a 2010-es évben közel kétszer annyi nedvesség érkezett a Rossby-övbe, mint az azt követő szárazabb 2011-es évben.



72. ábra

2010. májusi időszak (szürke) és 2011. májusi időszak (sárga) nedvesség áramának időbeli változása az 58. ábrán sárgával jelölt terület összes oldalán összegezve. Színes téglalappal a Zsófia és Angéla Magyarországra vonatkozó csapadékevénységének időszaka.

7. Összefoglalás, következtetések

A vizsgálatok során végzett tíz darab esettanulmány közös vonása, hogy mindegyik nagy csapadékot adott a térségünkben. A nagy csapadékos esetek lezajlási mechanizmusa széles skálán mozgott a konvektív; konvektív és sztratiform; illetve a csak sztratiform csapadékfajták között. Az egyes esettanulmányokba igyekeztünk mindenütt kielemezni az adott időjárási helyzet sajátosságait, ahol volt, ott az extrémításokat is. Az esettanulmányokban közös volt, hogy mindenütt egy határozott légörvény volt jelen, amely a jelentős csapadékot térségünkben, vagy térségünk közelében létrehozta. A vizsgált ciklonok nedvességgel kapcsolatos közös tulajdonságai a következőkben foglalhatók össze.

Az első sajátosság, hogy a nagy csapadékot megelőző időszakban a ciklonoknál megfigyelhető egy nedvesség gyűjtési szakasz. Ilyenkor távolabbi régiókból, hosszú trajektóriákon jut a ciklonba a légrézecske és vele együtt a nedvesség is. A csapadékos időszakban az esetek többségében a trajektóriák erősen görbült, szinte záródó pályákon mozognak, amikor a rendszer már nem távolabbi területekről veszi fel a csapadékot, hanem a lehullott csapadék visszapárolgásából biztosítja a kihullást.

A második fő sajátosság, hogy a trajektóriáknak csak kisebb része az, amely a nedvességet biztosítja. Ez a kisebb csoport gyakran a déli területekről, a vizsgált esetek felében pedig a Szahara térségéből származtak. A sivatagban az alacsony relatív nedvesség miatt a trópusokról oda jutó légtömegek nem veszítik el a nedvességüket, ott nincsen kihullás. Ilyen módon a relatíve száraz levegőben nagyobb specifikus nedvesség értékek is fel tudnak halmozódni. Ezek a légtömegek egy mélyebbre nyúló Rossby-övből származó légörvény hatására nedves szállítószalagokat hoznak létre. Északabbra sodródva a fokozatos hűlés következtében a relatív nedvességük folyamatosan növekszik. A ciklonokban jelentős számú trajektória az északi területekről származik, amely az ottani konzervatív tulajdonságokat (potenciális örvényesség, alacsonyabb potenciális hőmérséklet) ugyancsak a ciklonba szállítja. A két meghatározó légtömeg keveredésével szinte korlátlan mennyiségű nedvesség áll a ciklon rendelkezésére, amelyből jelentős mennyiségű csapadék tud kihullani.

A harmadik sajátosság ugyancsak a nedvesség felhalmozódáshoz kötődik, ez pedig a konvergencia kiemelt szerepe. Az általunk vizsgált trajektóriák, amelyeket a legjellemzőbb kondenzációs szintről, a 700 hPa-ról indítottunk, jellemzően nem, vagy csak keveset veszítettek a magasságukból, ugyanakkor átlagos specifikus nedvességük nem csökkent, sőt valamelyest növekedett is. Ebből az következik, hogy a ciklonokban felhalmozódó nagy

nedvesség egyik jelentős számottevő közvetlen oka feltehetőleg a szabad légkörben lezajló konvergencia, melyhez hozzájárulhat a szubtrópusi jet is. A ciklonokba jutó déli nedvesség nagyon nagy távolságokból is érkezhethet. A felszínről való párolgása valószínűleg a Rossby-övön kívül, legtöbbször a trópusi területeken történik.

Megvizsgáltuk azt is, hogy egy hosszabb nedvesebb időszakban, tehát, amikor több napon keresztül nagy területen több mint 20 mm csapadékot mértek, akkor nagy skálán, hogyan alakult a nedvesség transzport a trópusi területek és a Rossby-öv között. Ez alapján megállapíthattuk, hogy meghatározó forrás van jelen a Mexikói-öböl térségében, de ez néha eltolódik keletre, az Atlanti-óceán középső térségébe. Emellett ebben a vizsgálatban is megjelent a Szahara feletti nedvesség beáramlás, ugyanis nem csak közvetlen a ciklon előtt volt pozitív a nedvesség áram, hanem a teljes vizsgált egy hónapra integrálva is. Összehasonlítottuk ezt a nedvesség áramot másik év, hasonló évszakú, de szárazabb időszakával is. Azt kaptuk, hogy a Sziklás-hegységtől a Fekete-tengerig tartó területre a nedvesebb időszakban közel dupla annyi nedvesség áramlott be, mint a szárazabbban.

Az elmúlt 10-20 év alapján azt figyelhetjük meg, hogy a viharciklonok és a különösen nagy csapadékot adó ciklonok gyakorisága valamelyest nőtt. Ennek köze lehet akár a globális éghajlatváltozáshoz is. A hőmérséklet emelkedésével a párolgás növekedni fog, mely során a légkörbe még több nedvesség fog jutni, illetve a melegebb levegő több vízgőzt (magasabb specifikus nedvesség értékeket) képes megtartani. Ezáltal a ciklonok is több nedvességet tudnak magukba szívni majd. A kicsapódott vízgőz pedig a látens hőfelszabadulás révén erősíti a ciklont, és minél több nedvesség áll rendelkezésre, annál inkább tudja segíteni a ciklon gyors kimélyülését. Továbbá az esetleges cirkulációs módosulások révén, például, ha a Hadley-cella északabbra tolódik, akkor az európai ciklonokhoz gyakrabban járulhat hozzá a trópusi nedvesség közvetlenül Afrikán keresztül, így egy plusz trigger adva a ciklonoknak. Ezáltal a jövőben gyakoribbá válhatnak a meglehetősen nagy csapadékot adó intenzívebb ciklonok térségünk fölött is.

8. További tervek

A vizsgált tíz esettanulmányon túl a további esetek vizsgálatára lenne szükség a fentiekben megfogalmazott állítások biztosabb megalapozásához. További esettanulmányokra van szükség ahhoz is, hogy statisztikailag jobban megadható legyen az, hogy a nagy csapadékos helyzetek hány százalékában játszik szerepet a szabad légköri konvergencia, illetve a trópusi eredetű nedvesség. A vizsgálatokat valószínűleg térben (egész Közép-Európa) és időben (sok évre visszamenőleg) ki kell terjeszteni. Mindez talán később választ adhat arra a kérdésre is, hogy az elmúlt évtizedek időjárási anomáliái mennyire hozhatók kapcsolatba a klímaváltozással, illetve globális cirkuláció módosulásaival.

Köszönetnyilvánítás

Szeretném megköszönni témavezetőmnek, Horváth Ákosnak az útmutatásokat, a programozási segítséget, tanácsokat, támogatását és rám szánt idejét, melynek köszönhetően ez a dolgozat elkészülhetett. Továbbá köszönöm az Országos Meteorológiai Szolgálatnak, hogy rendelkezésemre bocsájtották a szükséges adatokat, emellett a Siófoki Viharjelző Obszervatóriumnak, mely biztosította a megfelelő számítástechnikai háttérrel.

Végül, de nem utolsó sorban szeretném megköszönni tanszéki konzulensemnek, Breuer Hajnalkának a GMT (Generic Mapping Tools) használatában nyújtott segítségét, továbbá türelmét és tanácsait.

Irodalomjegyzék

Allaga, T., 2015: Szimmetrikus instabilitási helyzetek azonosítása és diagnosztikája a Kárpát-medence térségében. Diplomamunka, Eötvös Loránd Tudomány Egyetem, Budapest (témavezető: Simon, A.). 58 p.

Bjerknes, J., 1919: On the structure of moving cyclones. *Monthly Weather Review* 47, 95-99.

Bjerknes, J., Solberg, H., 1922: Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation. *Geofysiske Publikasjoner* 3, 1-18.

Bluestein, H. B., 1992: *Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes*. Oxford University Press, Inc., New York. p.

Bosilovich, M. G., Sun, W.-Y., 1999: Numerical simulation of the 1993 midwestern flood: Local and remote sources of water. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 104, 19415-19423.

Bottyán, E., 2013: A légköri nedvesség forrásrégiójának meghatározása trajektória-elemzéssel valamint csapadékminták hidrogén- és oxigénizotópos vizsgálatával. Szakdolgozat, Eötvös Loránd Tudomány Egyetem, Budapest (témavezető: Czuppon, Gy., és Haszpra, L.). 55 p.

Bottyán, E., 2015: A magyarországi csapadék forrásrégióinak vizsgálata. Diplomamunka, Eötvös Loránd Tudomány Egyetem, Budapest (témavezető: Czuppon, Gy., Haszpra, L., és Weidinger, T.). 50 p.

Bowman, K. P., Lin, J. C., Stohl, A., Draxler, R., Konopka, P., Andrews, A., Brunner, D., 2013: Input Data Requirements for Lagrangian Trajectory Models. *Bulletin of the American Meteorological Society* 94, 1051-1058.

Brown, D. P., 2015: Hurricane Gonzalo. *National Hurricane Center Tropical Cyclone Report AL082014*, 1-30.

Charney, J. G., 1947: The dynamics of long waves in baroclinic westerly current. *Journal of Meteorology* 4, 136-162.

Chiapello, I., Bergametti, G., Chatenet, B., Bousquet, P., Dulac, F., Soares, E. S., 1997: Origins of African dust transported over the northeastern tropical Atlantic. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 102, 13701-13709.

Dansgaard, W., 1964: Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16, 436-468.

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.

Drumond, A., Nieto, R., Hernandez, E., Gimeno, L., 2011: A Lagrangian analysis of the variation in moisture sources related to drier and wetter conditions in regions around the Mediterranean Basin. *Natural Hazards and Earth System Science* 11, 2307-2320.

Eady, E. T., 1949: Long Waves and Cyclone Waves. *Tellus* 1, 33-52.

Götz, G., Rákóczi, F., 1981: *A dinamikus meteorológia alapjai*. Tankönyvkiadó, Budapest. 484 p.

Hogsholt, D., Hansen, P. K., 2010: Case studies of the effect of latent heat release on extratropical cyclogenesis. University of Copenhagen, Faculty of Science, Copenhagen (témavezető: Nielsen, N. W.). 27 p.

- Holton, J. R., 1979: *An introduction to dynamic meteorology*. Academic Press, Inc., New York. 391 p.
- Holton, J. R., 2004: *An introduction to dynamic meteorology*. Elsevier Academic Press, Burlington. 535 p.
- Horváth, Á., 2014: OMSZ belső jelentés az Energia Hivatal részére.
- Horváth, Á., Nagy, A., Kiss, Gy., 2014: Atlanti viharciklonok. *Természet Világa* 145, 253-256.
- 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. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 4, 733-746.
- Kahl, J. D., Samson, P. J., 1986: Uncertainty in Trajectory Calculations Due to Low Resolution Meteorological Data. *Journal of Climate and Applied Meteorology* 25, 1816-1831.
- Kiss, Gy., 2012: A viharciklonok dinamikája és numerikus modellezése. Diplomamunka, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest (témavezető: Horváth, Á.). 78 p.
- Knippertz, P., Wernli, H., 2010: A Lagrangian Climatology of Tropical Moisture Exports to the Northern Hemispheric Extratropics. *Journal of Climate* 23, 987-1003.
- Kuo, Y.-H., Skumanich, M., Haagenson, P. L., Chang, J. S., 1985: The Accuracy of Trajectory Models as Revealed by the Observing System Simulation Experiments. *Monthly Weather Review* 113, 1852-1867.
- Kurunczi, R., 2009: Viharciklonok objektív detektálása az atlanti-európai térségben. Diplomamunka, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest (témavezető: Gyuró, Gy.). 78 p.
- Lackmann, G., 2011: *Midlatitude Synoptic Meteorology: Dynamic, Analysis, and Forecasting*. American Meteorological Society, Boston. p.
- Merlivat, L., Jouzel, J., 1979: Global Climatic Interpretation of the deuterium-oxygen-18 relationship for precipitation. *Journal of Geophysical Research-Oceans and Atmospheres* 84, 5029-5033.
- Miltenberger, A. K., Pfahl, S., Wernli, H., 2013: An online trajectory module (version 1.0) for the nonhydrostatic numerical weather prediction model COSMO. *Geoscientific Model Development* 6, 1989-2004.
- Nanjundiah, R. S., 2000: Impact of the moisture transport formulation on the simulated tropical rainfall in a general circulation model. *Climate Dynamics* 16, 303-317.
- Numaguti, A., 1999: Origin and recycling processes of precipitating water over the Eurasian continent: Experiments using an atmospheric general circulation model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 104, 1957-1972.
- Pettersen, S., 1940: *Weather analysis and forecasting*. McGraw-Hill, New York. 505 p.
- Petterssen, S., Smebye, S. J., 1971: On the development of extratropical cyclones. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 97, 457-482.
- Pfahl, S., Wernli, H., 2008: Air parcel trajectory analysis of stable isotopes in water vapor in the eastern Mediterranean. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 113, D20104.

- Piaget, N., Froidevaux, P., Giannakaki, P., Gierth, F., Martius, O., Riemer, M., Wolf, G., Grams, C. M., 2015: Dynamics of a local Alpine flooding event in October 2011: moisture source and large-scale circulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 141, 1922-1937.
- Pudykiewicz, J., Benoit, R., Staniforth, A., 1985: Preliminary results From a partial LRTAP model based on an existing meteorological forecast model. *Atmosphere-Ocean* 23, 267-303.
- Reale, O., Feudale, L., Turato, B., 2001: Evaporative moisture sources during a sequence of floods in the Mediterranean region. *Geophysical Research Letters* 28, 2085-2088.
- Reap, R. M., 1972: An Operational Three-Dimensional Trajectory Model. *Journal of Applied Meteorology* 11, 1193-1202.
- Reisz, A., 2009: Szinoptikus analízis I.: Időjárási képződmények dinamikai sajátosságai. Kézirat.
- Rolph, G. D., Draxler, R. R., 1990: Sensitivity of Three-Dimensional Trajectories to the Spatial and Temporal Densities of the Wind Field. *Journal of Applied Meteorology* 29, 1043-1054.
- Rössler, C. E., Paccagnella, T., Tibaldi, S., 1992: A three-dimensional atmospheric trajectory model: Application to a case study of alpine lee cyclogenesis. *Meteorol Atmos Phys* 50, 211-229.
- Sanders, F., Gyakum, J. R., 1980: Synoptic-Dynamic Climatology of the "Bomb". *Monthly Weather Review* 108, 1589-1606.
- Sardeshmukh, P. D., Liebmann, B., 1993: An Assessment of Low-Frequency Variability in the Tropics as Indicated by Some Proxies of Tropical Convection. *Journal of Climate* 6, 569-575.
- Schär, C., Lüthi, D., Beyerle, U., Heise, E., 1999: The Soil–Precipitation Feedback: A Process Study with a Regional Climate Model. *Journal of Climate* 12, 722-741.
- Scheele, M. P., Siegmund, P. C., Van Velthoven, P. F. J., 1996: Sensitivity of trajectories to data resolution and its dependence on the starting point: In or outside a tropopause fold. *Meteorological Applications* 3, 267-273.
- Seibert, P., 1993: Convergence and Accuracy of Numerical Methods for Trajectory Calculations. *Journal of Applied Meteorology* 32, 558-566.
- Shapiro, M. A., Keyser, D., 1990: Fronts, jet streams and tropopause. *Extratropical Cyclones, The Erik Palmén Memorial Volume*, Newton, C. W., és Holopainen, E., Eds., American Meteorological Society, 167-191.
- Shaw, N., Lempfert, R. G. K., 1906: *The life history of surface air currents*. Meteorological Office, M.O. 174, London. 107 p.
- Shaw, W. N., Lempfert, R. G. K., Brodie, F. J., 1903: The meteorological aspects of the storm of February 26–27, 1903. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 29, 233-262.
- Sodemann, H., Masson-Delmotte, V., Schwierz, C., Vinther, B. M., Wernli, H., 2008a: Interannual variability of Greenland winter precipitation sources: 2. Effects of North Atlantic Oscillation variability on stable isotopes in precipitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 113, D12111.
- Sodemann, H., Palmer, A. S., Schwierz, C., Schwikowski, M., Wernli, H., 2006: The transport history of two Saharan dust events archived in an Alpine ice core. *Atmos. Chem. Phys.* 6, 667-688.

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

Sodemann, H., Zuber, E., 2010: Seasonal and inter-annual variability of the moisture sources for Alpine precipitation during 1995–2002. *International Journal of Climatology* 30, 947-961.

Soós, D. Zs., 2014: A mérsékelt övi ciklonok: Ciklonkeletkezési elméletek. Kézirat.

Steinacker, R., 1984: Airmass and frontal movement around the alps. *Rivista Di Meteorologia Aeronautica* 44, 85-93.

Stohl, A., 1996: Trajectory statistics-A new method to establish source-receptor relationships of air pollutants and its application to the transport of particulate sulfate in Europe. *Atmospheric Environment* 30, 579-587.

Stohl, A., 1998: Computation, accuracy and applications of trajectories - a review and bibliography. *Atmos. Environ.* 32, 947-966.

Stohl, A., Hittenberger, M., Wotawa, G., 1998: Validation of the lagrangian particle dispersion model FLEXPART against large-scale tracer experiment data. *Atmospheric Environment* 32, 4245-4264.

Stohl, A., Seibert, P., 1998: Accuracy of trajectories as determined from the conservation of meteorological tracers. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 124, 1465-1484.

Stohl, A., Wotawa, G., Seibert, P., Kromp-Kolb, H., 1995: Interpolation Errors in Wind Fields as a Function of Spatial and Temporal Resolution and Their Impact on Different Types of Kinematic Trajectories. *Journal of Applied Meteorology* 34, 2149-2165.

Sutcliffe, R. C., Forsdyke, A. G., 1950: The theory and use of upper air thickness patterns in forecasting. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 76, 189-217.

Viterbo, P., Betts, A. K., 1999: Impact of the ECMWF reanalysis soil water on forecasts of the July 1993 Mississippi flood. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 104, 19361-19366.

Walmsley, J. L., Mailhot, J., 1983: On the numerical accuracy of trajectory models for long-range transport of atmospheric pollutants. *Atmosphere-Ocean* 21, 14-39.

Wernli, B. H., Davies, H. C., 1997: A lagrangian-based analysis of extratropical cyclones. I: The method and some applications. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 123, 467-489.

Weyhenmeyer, C. E., Burns, S. J., Waber, H. N., Macumber, P. G., Matter, A., 2002: Isotope study of moisture sources, recharge areas, and groundwater flow paths within the eastern Batinah coastal plain, Sultanate of Oman. *Water Resources Research* 38, 2-1-2-22.

Wenschall, A., Pfahl, S., Sodemann, H., Wernli, H., 2012: Impact of North Atlantic evaporation hot spots on southern Alpine heavy precipitation events. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 138, 1245-1258.

Wenschall, A., Pfahl, S., Sodemann, H., Wernli, H., 2014a: Comparison of Eulerian and Lagrangian moisture source diagnostics – the flood event in eastern Europe in May 2010. *Atmos. Chem. Phys.* 14, 6605-6619.

Winschall, A., Sodemann, H., Pfahl, S., Wernli, H., 2014b: How important is intensified evaporation for Mediterranean precipitation extremes? *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 119, 5240-5256.

Yamanaka, T., Shimada, J., Miyaoka, K., 2002: Footprint analysis using event-based isotope data for identifying source area of precipitated water. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 107, ACL 6-1-ACL 6-7.

Internetes hivatkozások:

[1 – met.hu]: http://www.met.hu/ismeret-tar/erdekessegek_tanulmanyok/index.php?id=1330&hir=Nagy_csapadek_heves_viharok_%E2%80%93_a_majus_20%E2%80%9327_idoszak_idojarasi_sajatossagai

[2 – met.hu]: http://www.met.hu/ismeret-tar/erdekessegek_tanulmanyok/index.php?id=1207&hir=Szeptember_eleji_heves_esozesek_meteorologiai_leirasa

[3 – met.hu]: http://www.met.hu/idojaras/aktualis_idojaras/napijelentes/

[4 – met.hu]: http://www.met.hu/ismeret-tar/erdekessegek_tanulmanyok/index.php?id=709&hir=A_2013._juniusi_dunai_arviz_idojarasi_hattere

[5 – met.hu]: http://owww.met.hu/pages/Zsofia_ciklon_20100515-18.php

[6 – met.hu]: http://owww.met.hu/pages/Angela_ciklon_20100531-0604.php

[7 – met.hu]: http://owww.met.hu/pages/Zsofia-Angela_ciklon_20100515-0604.php