

Mezoléptékű konvektív komplexumok és a meleg nedves szállítószalag kapcsolata

Szabados Bence Dömötör

4. éves meteorológus szakos hallgató

témavezető:

Polyánszky Zoltán

Országos Meteorológiai Szolgálat



ELTE Természettudományi Kar
Meteorológiai Tanszék

2007. január Budapest

(OTDK 3. helyezett, Kari TDK 2. helyezett dolgozat)

(kisebb módosítások: szupercella.hu

2008. június)

Tartalomjegyzék

Bevezetés	3
1. Az mezoléptékű konvektív komplexumok kialakulásának jellemzői, élet ciklusai.....	4
1.1. Fejlődő stádium.....	5
1.2. Érett stádium	6
1.3. Leépülő stádium	7
2. A meleg szállítószalag.....	8
2.1. A meleg szállítószalag azonosítása, jellemzői	10
3. A mezoléptékű konvektív komplexumok mozgása	12
4. A vertikális sebességmező és nagyskálájú folyamatok kapcsolata	13
5. Adatforrás, munkamódszer.....	17
6. A konvektív rendszerek vizsgálatának eredményei	19
6.1. Általános szinoptikus helyzetkép.....	19
6.2. A meleg nedves szállítószalag és a mezoléptékű konvektív rendszerek kapcsolata.....	21
6.3. A rendszerek maximális kiterjedése szerinti osztályozás eredményei.....	24
6.4. A rendszerek mozgásának előrejelzése	24
7. Összefoglalás	26
Irodalomjegyzék.....	27
Függelék	29

Bevezetés

2006 nyári félévének időjárása a Kárpát-medencében bővelkedett a zivatarokhoz köthető heves időjárási eseményekben. A dolgozatban a 2006. június 19-e és július 2-a közötti időszak lett vizsgálva, amikor több alkalommal alakultak ki mezoléptékű konvektív rendszerek, melyek nagy területen okoztak heves időjárási eseményeket (hirtelen árvíz, jégeső, stb.).

A térségünkben is előforduló, nagy kiterjedésű, hosszú élettartamú konvektív időjárási rendszerek felfedezése, definiálása *Maddox* nevéhez köthető. Definíciójával a felsőlégköri és földfelszíni mérések felhasználásával ezen rendszerek azonosíthatóvá váltak. A mezoléptékű konvektív időjárási rendszerek előfordulása széles tér és idő skálán változik, valamint szerkezeti karakterisztikáik is nagyon eltérőek lehetnek. A hidegfrontok előtt kialakuló squall-line-ok, például heves szélviharokat okozva, a konvektív rendszerek spektrumának egyik vonalas szerkezeti végéhez sorolhatók, míg a gyakorta éjszakai, intenzív csapadékkal járó ún. mezoléptékű konvektív komplexumok (MKK-k) a spektrum másik, cirkulárisan struktúrált végéhez köthetők *Bodolainé* (2005).

Utóbbiakat *Maddox* 1980-ban az (IR) műholdfelvételek alapján fedezte fel és mezo- α skálájú, perzisztens konvektív rendszerekként határozta meg őket, amelyek meghatározott tér- és idő-karakterisztikákkal rendelkeznek. A definíció szerint az (IR) műholdképen körkörös, illetve elliptikus alakzatot mutatnak, külső határukat a $T \leq -32^\circ\text{C}$ -os izoterma zárja körül, területük meghaladja a $100\,000\text{ km}^2$ -t; belső területük, amit a $T \leq -52^\circ\text{C}$ -os izoterma határol, eléri az $50\,000\text{ km}^2$ -t. Az MKK-k kezdete e két karakterisztikus terület együttes megjelenésével definiálható, aminek legalább 6 órán keresztül fenn kell maradnia. A felhőpajzs kis és nagy tengelyének aránya a teljes kifejllettség állapotában legalább 0,7 vagy ennél nagyobb. A későbbi vizsgálatok során e kritériumok azonban többször túl szigorúnak adódtak. *Fritsch et al.* (1981) megmutatták, hogy az MKK-k nagy területen okoznak mérhető csapadékot, és valószínűleg a belőlük hulló csapadék teszi ki a kukorica és búzatermő szezon csapadékának jelentős hányadát az Egyesült Államokban. A nagy területen lehulló jelentős mennyiségű csapadék mellett *Maddox* azt találta, hogy számos MKK okozott lokálisan intenzív csapadékhullást, hirtelen árhullámokat. Néhány MKK veszélyes időjárási jelenségekkel, mint például a jégeső, szélvihar, intenzív elektromos tevékenység, illetve ritkábban tornádókkal is kapcsolatba hozható. Vizsgálatai szerint közel minden negyedik

MKK okoz valamilyen komoly sérülést, vagy halált, ami jelzi, hogy ezen konvektív rendszerek szignifikáns időjárási események okozói.

1. Az mezoléptékű konvektív komplexumok kialakulásának jellemzői, élet ciklusai

Az MKK-k környezeti feltételeinek vizsgálatai azt mutatták, hogy ezen rendszerek kialakulása gyakran egy gyenge, keleti irányba mozgó rövidhullámú teknőhöz kapcsolható Maddox (1983). Trier és Parson (1993) olyan MKK-kat vizsgált, melyek egy cut-off ciklon előoldalán alakultak ki. Az első zivatarok ott fejlődnek ki, ahol a mezoléptékű konvergencia és emelés megvalósul. Ezeket a folyamatokat elsődlegesen az alacsonyszintű meleg-advekciónak alakítja ki. Az MKK-k olyan erősen baroklin területeken keletkeznek, amelyekre az erős alacsonyszintű vertikális szélnyírás és a nagy konvektív hasznosítható potenciális energia (CAPE) jellemző. Vizsgálatok szerint a baroklin zónára közel merőlegesen érkező, nagy labilitást okozó magas ekvivalens potenciális hőmérsékletű alacsonyszintű jet behatol az MKK keletkezésének régiójába, fölkúszva a hidegebb, felszíni levegőréteg fölé. Az említett alacsonyszintű jet egy stacionárius hidegfrontra is felkúszhat, amelyen megemelődve, a front hideg oldalán is beindíthatja a konvekciót. A légkör abszolút nedvességének, a labilitásnak, valamint egy középszintű örvényességnek a maximum sokszor kijelöli a konvektív rendszer legkedvezőbb keletkezési helyét Laing et Fritsch (2000).

Az MKK-k különböző mezo- β , mezo- γ léptékű konvektív egységekből épülnek fel, amelyek strukturális elrendeződése a fejlődés során többféle lehet. Ezért egyetlen általánosítható modellbe az MKK szerkezeti felépítése nem foglalható össze. Teljes struktúráját, bármelyik formájáról is legyen szó, fejlődésének érett stádiumában mutatja meg. Az MKK-k élettörténete nem szorítható szigorúan véve három szakaszba. A fejlődő stádiumot megelőzi a genesis, de egyes szerzők a fejlődést is további szakaszokra osztják fel. Ugyanez a helyzet a leépülő stádiummal is. Az életciklus szakaszolásának különbségei az MKK bonyolultabb strukturális felépítésével függnek össze. A következőkben röviden bemutatásra kerül a három fejlődési alapstádium: fejlődő, érett és leépülő stádium.

1.1. Fejlődő stádium

Az MKK-k kialakulása a legtöbb esetben izolált Cb-kel kezdődik. Ezek jól azonosíthatók a radarképeken már akkor is, amikor az adott Cb-k fölött az IR műholdképen még csak kis kiterjedésű hideg felhőtető látszik. Az alacsonyabb szinteken erős nedvességkonvergencia zajlik, valamint gyenge szélnyírás figyelhető meg Bodolainé (2003). Az alacsonyszintű konvergencia és magas szinten a divergencia segíti az erős konvekcióhoz

szükséges tömegáramot. Ezalatt a felszabaduló látens hő az alacsony- és középszinti konvergencia erősödéséhez vezet, így látva el folyamatosan „üzemanyaggal” a cellákat *Menard et Fritsch* (1988). Az erős konvergencia és a látens hő felszabadulásából származó energia általában a 700 hPa-os szint környékén a legnagyobb, ezért a maximális feláramlási sebességek is itt figyelhetők meg leggyakrabban. A 700hPa-os szintek körül eközben pozitív, míg a felső troposzférában negatív (anticiklonális) örvényesség figyelhető meg. Az ebben a stádiumban lévő MKK csapadéka nagyrészt konvektív eredetű. A fejlődő stádium időtartama több órát, esetenként 7 órát is felöllelhet, miközben a cellákat a -32°C -os izoterma zárja körül.

Fontos szerepe van a fejlődési stádiumban a Cb csoportok összeolvadásán kívül, a megnövekvő konvektív cellák kifutószél frontjainak (gust-front). A gust-frontok újabb meleg, nedves, potenciálisan instabil levegőt emelnek be a zivatarok cirkulációjába, növelve azok intenzitását és területi kiterjedését.

1.2. Érett stádium

Az érett stádiumban lévő MKK-k a műholdfelvételeken körkörös illetve elliptikus alakzatot mutatnak, amelyek az IR képek izoterma mezőinek részletesebb analízise után több centrumú, alkalmanként U alakba szerveződő felhőtető hőmérséklet eloszlást jelentenek. Ugyanakkor a hideg felhőpajzs alatt a radarral észlelt csapadék mezők bonyolult szerveződési formákat – cellákat, ívelt felhőöveket, réteges felhőzetet – jelenítenek meg.

Az érett stádiumban az alacsonyszinti konvergencia kiterjed és felemelkedik magasabb szintekre, ezzel kijelöli a maximális feláramlás helyét is. Amint egy MKK a fejlett stádiumba kerül, a réteges csapadék egyre dominánsabbá válik, a hideg felhőtetők alatt. 700 hPa alatt széles rétegben leáramlás figyelhető meg, amely szembetalálkozhat a mezoléptékű feláramlásokkal. A középszinteken jelen van az erős konvergenciából származó pozitív örvényesség, míg a felső szinteken a divergenciából adódó anticiklonális örvényesség, amely a műholdképen is megfigyelhető. Az MKK érett szakasza során a nedvesség-utánpótlás csupán ~30 %-a ered a beáramlásból, a maradék ~70% a csapadék, illetve a felhő víztartalmának párolgásából származik *Maddox* (1981). Az átlagos csapadékintenzitás ebben a stádiumban gyengülni kezd, de a csapadék maximuma a teljes térfogatban ebben a stádiumban van, köszönhetően a nagy területre kiterjedő réteges esőnek. A réteges felhőzetből származó átlagos csapadékmennyiség – vizsgálatok szerint – a teljes mennyiségnek mintegy 33%-át teszi ki. Az egész csapadéktevékenység folyamán alul mezo-magasnyomás uralkodik,



amely legnagyobb értékét a réteges felhőzetű csapadék alatt éri el. A mezo-magasnyomás mögött megjelenik az ún. mezo-depresszió, ami majd az MKK leépülése során fokozatosan elgyengül.

1.3. Leépülő stádium

A leépülés első szakaszát valamennyi MKK esetében az általában intenzív zivatarlánc, a konvekciós szalag intenzitásának radikális csökkenése, majd megszűnése jelzi. Az MKK azonban még hosszú időn keresztül fennmarad a hátoldali réteges felhőzet területén, ami – vizsgálatok szerint – nagy valószínűséggel az időközben felette létrejövő jet-stream szívóhatásának köszönhető. Az MKK leépülése gyakorta részben a környezeti feltételek kedvezőtlené válásával, illetve többek között a gust-frontok eltávolodásával magyarázható.

A leépülés után még egy ideig a 400 hPa körüli erős vertikális mozgás megmarad, annak ellenére, hogy alacsonyabb szinteken a konvekció már jelentősen legyengült. Ez egészen addig tart, amíg a rendszer teljesen össze nem omlik. Általánosan elmondható, hogy az MKK úgy hat a környezetre, hogy benedvesít egy széles troposzférikus réteget, valamint a troposzféra felső rétegében hőmérsékleti perturbációt idéz elő, amely a rövid hullámú teknő megerősödését idézi elő a troposzféra felső felében.



2. A meleg szállítószalag

A globális légköri cirkulációt az energia szenzibilis és látens hő formában kifejezett alakjának pólusirányú transzportja jellemzi. A ciklonok és frontjaik felelősek a pólus irányú és a vertikális nedvességszállítás jelentős hányadáért, valamint a közepes szélességek csapadékáért. A ciklonokkal együtt járó légáramok tanulmányozása hosszú időre nyúlik vissza, egészen a Bjerknes féle „bergeni iskola” ciklon modelljéhez *Bjerknes* (1910). Az alacsonyabb légrétegek meleg levegője feláramlik a középső troposzférába, majd a troposféra felső részén gyakran fátyolfelhőzetet okoz. Ezt a keskeny, nagy hőmennyiséget és nedvességet keleties, illetve vertikális irányba szállító légáramot nevezzük *Harrold* (1973) nyomán meleg nedves szállítószalagnak. A szállítószalag elmélet nemcsak Európában, hanem az Egyesült Államokban és Ausztráliában is megállja a helyét. A *Harrold* (1973), *Browning et al.* (1973) és *Carlson* (1980) által tovább fejlesztett kvázi-Lagrange-i szállítószalag modell három légáramot ír le egy, a ciklonnal együtt mozgó koordináta rendszerben. Ezek tipikusan 1 km vastagok és pár száz kilométer szélesek. A száraz légfolyam a felső troposzférából (vagy az alsó sztratoszférából) leereszkedik a hideg front mögé a troposféra alsó részébe.

Ez a hideg szállítószalag két ágra bomlik; egy anticiklonális ágra, amely felemelkedik a planetáris határrétegből a közép troposzférába, valamint egy ciklonális ágra, ami az alsó troposzférában marad. A meleg nedves szállítószalag (MNSZ) – ami a három légáram közül a legerősebb vertikális mozgással bír – laposan felkúszik a felszíni hideg frontra a planetáris határrétegből egészen a felső troposzféráig, ahol átbukhat a hideg szállítószalagon és anticiklonális görbületűvé válik. Az MNSZ jellemzően a meleg szektorból indul, a ciklon középpontjától délre.

A meleg nedves szállítószalag légárama a planetáris határrétegben gyakran alacsonyszintű jet-ként jelenik meg *Browning* (1985) és gyakran a hideg front előtt, azzal párhuzamosan mozog. Ugyanakkor a frontra merőleges, jóval kisebb mozgáskomponensének jelentős hatása van a front szerkezetére. A front és a szállítószalag egymáshoz képesti mozgása alapján két alapvető fronttípus különíthető el:

— Az egyik lehetséges helyzet az, amikor a meleg nedves szállítószalag meleg levegője a felszíni hideg fronthoz képest hátrafelé mozog, így mintegy felcsúszik a frontálzónán. Ez az anabatikus hidegfront konceptuális modellje. A meleg levegő hirtelen, nagy sebességgel emelkedik a felszíni hideg fronthoz közel egy keskeny sávban, ahol nagy intenzitású csapadékot okoz. Az erős emelkedés csak 2-3 km-ig tart, utána helyét egy lényegesen lassabb, ferde irányú emelkedés veszi át a felszíni hideg front mögötti levegő

felett. Ennek következtében széles sávban gyenge, illetve mérsékelt intenzitású csapadék adódik a hideg front mögött.

— Másik esetben a meleg szállítószalag a hideg front mozgásához képest egyező irányba áramlik. Ebben az esetben a felső-troposzférából leereszkedő száraz, hideg légáram (magassági hidegfrontként is nevezhetik) a közép-troposzférában a felszíni hidegfrontot megelőzve a meleg nedves szállítószalag fölé kerülve jelentősen megnövelheti a légköri instabilitást. Ezen folyamatok a katabatikus hideg front konceptuális modelljét adják vissza.

A trópusokon, a mezoskálájú rendszerek leggyakoribb formája az instabilitási vonalformától különböző felhőklaszterek. A klasztereknek általában négy fejlődési fázisát különböztetjük meg. Az első lépcsőben egy mezoskálájú, alacsonyszintű konvergencia különálló konvektív cellákat hoz létre. A második fázisban még több új cella keletkezik, a meglévők pedig növekednek és egybeolvadnak, míg végül egy folytonos területet alkotnak *Doswell et al.* (1996). A konvektív cellákat mérsékelt intenzitású réteges csapadéksáv kapcsolja össze, amely a fent szétterülő üllőből származik. A fő, azaz a harmadik stádiumban az előbbiekhöz hasonlóan konvektív és réteges csapadék együttesen van jelen, de a sztratiform csapadék immáron kiterjedtebb és mezoskálájú feláramlásokat, leáramlásokat is tartalmaz. A negyedik, utolsó szakaszban az új konvektív cellák kialakulási aránya erőteljesen csökken, de az üllő teteje, azaz a réteges felhőzet területe még sokáig fennmarad, miközben gyenge esőt, vagy virgát produkál. A fejlődés négy lépcsője összesen kb. egy napig tart. A konvektív cirkulációk a korai fázisokban dominálnak, míg a mezoléptékű cirkulációk a kései szakaszokban.

Ilyen, a trópusokon keletkező rendszerekhez hasonló felépítésű képződmények a közepes szélességeken is előfordulnak. Ezeket mezoléptékű konvektív rendszereknek (MKR) nevezzük. A fenti fejlődési fázisok ezekre is érvényesek. Az MKK-k olyan MKR-ek, amelyek a Maddox által meghatározott szigorú tér- és időkritériumoknak eleget tesznek. A legnagyobb, legerősebb és a leghosszabb ideig tartó, az infravörös műholdképeken cirkuláris struktúrájú rendszereket választotta ki Maddox az MKK definíciójának megalkotásához. Ez természetesen nem azt jelenti, hogy a kritériumoknak nem eleget tevő, kisebb, gyengébb és rövidebb ideig tartó MKR-ek (pl. instabilitási vonal) minőségileg különbözőek lennének. Számos, például a felhőtető hőmérsékletre vonatkozó maddoxi kritériumnak nem eleget tevő rendszer esetében előfordulhat ugyanolyan heves esőzés és ennek következtében hirtelen áradás, árvíz. Így tehát az MKR-ek az MKK-khoz hasonlóan ugyanolyan veszélyesek, károkozók lehetnek. A pusztítás mértékét nagyban befolyásolja a mezoléptékű rendszer mozgási sebessége is, hiszen egy adott terület felett lassan áthaladva sokkal több esőt,

szélrohamot és egyéb veszélyes időjárási jelenséget tud zúdítani a térségre, mint egy gyorsabb, nagyskálájú folyamattal, például fronttal együtt mozgó gyors konvektív rendszer. A maddoxi definíció azonban nem tesz említést az MKK-k radarképen való azonosítására. Sok esetben megfigyelhető, hogy a radarképen az MKK-k is vonalas szerkezetet öltenek. Ezekre az MKK-kra/MKR-ekre jellemző egy utánhúzó réteges csapadék régió, amely jelentősen hozzájárul a rendszer teljes csapadékösszegéhez és megnöveli a hirtelen árvíz veszélyét azzal, hogy a kezdeti heves csapadékhullás után egy hosszú ideig tartó, mérsékelt intenzitású réteges felhőzetből származó csapadékot okoz.

Bár a mezoléptékű konvektív rendszerek mezoskálájú cirkulációkként foghatóak fel, a fejlődésükhöz mégis szükségesek a szinoptikus skálájú feltételek. Vizsgálatok szerint általában egy erős baroklin zónában fejlődik ki a rendszer, amit egy, a felszíni hideg front előtt alacsony szintről induló, magas pszeudo ekvivalens potenciális hőmérsékletű, tehát meleg és nedves levegő, azaz a meleg nedves szállítoszalag táplál. A mezoléptékű konvektív rendszer/komplexum jó eséllyel mindaddig fennáll, illetve annyiszor kifejlődik, amíg a meleg nedves szállítoszalag a számára megfelelő fizikai tulajdonságokkal rendelkező levegőt szolgáltatja.

2.1. A meleg szállítoszalag azonosítása, jellemzői

A pszeudo ekvivalens potenciális hőmérséklet (Θ_{SE}) egy olyan rendszer potenciális hőmérséklete, amelynek vízgőztartalma zérusra redukálódott és a kondenzáció során felszabadult látens hő a rendszer érzékelhető hőtalmát növelte *Götz et Rákóczi (1981)*. Egy adott szint Θ_{SE} értéke annál nagyobb, minél melegebb illetve minél nedvesebb ott a levegő. Így horizontálisan vett maximális értékei alkalmasak lehetnek a meleg, nedves szállítoszalag tengelyének, illetve adott szinten történő metszéspontjának kijelölésére. Az 500/1000 relatív topográfia gerince, amely az alsó 5 km legmagasabb átlaghőmérsékletű légrétegeit jelöli ki, szintén alkalmas lehet a meleg szállítoszalag helyének, tengelyének megállapítására *Zamg (2003)*. A Θ_{SE} értékeinek vertikális metszetei az adibatikusan emelkedő és süllyedő mozgások analizésére, így a szállítoszalag emelkedésének, süllyedésének vizsgálatára is alkalmasak.

A meleg szállítoszalag felhőzete rendszerint csak magas (Ci fib) és középszintű (Ac) felhőzetből áll és időnként virga, gyenge eső is megfigyelhető belőle *Zamg (2003)*. A meleg szállítoszalag mentén keletkező Ac castellanus felhőzet általában a labilitást jelzi (a

hőmérsékleti gradiens kiéleződését a szállítószalag meleg, nedves levegőjének alacsony / középszintre történő beáramlása okozza).

3. A mezoléptékű konvektív komplexumok mozgása

Az mezoléptékű konvektív komplexumok mozgásának előrejelzésére többek között *Corfidi* (1996) dolgozott ki előrejelzési módszert. Az előrejelzési eljárás azon ismereten alapul, hogy az egyes konvektív cellák, ha nincs jelen a szupercellás konvekció (nem nagy a 0-6 km-es szélnyírás) az átlagszélsébséggel helyeződnek át (advektációs tag). Vizsgálataik szerint az új cellák fejlődésének sebessége jó egyezést mutatott az alacsonyszinti beáramlás (alacsonyszintű jet) erősségének ellentettjével (fejlődési tag). Tehát a konvektív rendszer egészének áthelyeződését az advektációs és az alacsonyszintű beáramlás ellentettje ($-V_{LLJ}$) adja meg:

$$v_{rendszer} = v_{\text{átlag}} - v_{LLJ}, \quad (1)$$

ahol, $v_{rendszer}$ a rendszer áthelyeződésének sebessége, $v_{\text{átlag}}$ az átlagszél sebessége, v_{LLJ} pedig az alacsonyszintű jet sebessége.

Az advektív tagot reprezentáló átlagszélsébséget a következő módon állították elő:

$$v_{\text{átlag}} = \frac{v_{850} + v_{700} + v_{500} + v_{300}}{4}, \quad (2)$$

ahol, $v_{\text{átlag}}$ az átlagszél sebessége, a számlálóban pedig az adott szintekhez tartozó szélsébségek állnak.

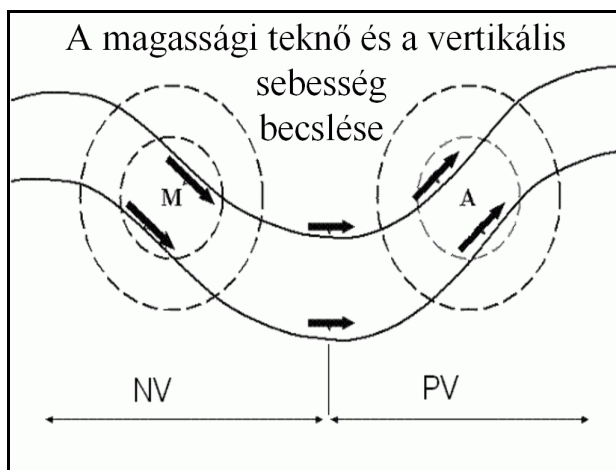
4. A vertikális sebességmező és nagyskálájú folyamatok kapcsolata

A következőkben a vertikális sebességmező és a nagyterségű folyamatok kapcsolatát tekintjük át, ugyanis ezek majd az MKK vizsgálatok fontos részét képezik. Az operatív gyakorlatban a vertikális sebességmező előállítására sokféle módszer létezik, mi az egyik legelterjedtebb, ω -egyenleten alapuló meghatározást mutatjuk be.

A levezetéshez az örvényességi egyenlet egyszerűsített változatát, valamint a termodinamikai egyenletet használjuk kvázigeosztrófikus közelítésben. Elmondható, hogy az egyenletben az egyes tagok szigorúan véve nem mint kényszerek, hanem mint a hidrosztatikus illetve geosztrófikus egyensúlytól való pillanatnyi eltérést reprezentáló tényezők jelennek meg, amire a légkör a vertikális sebességi mező megfelelő átrendeződésén keresztül válaszol. Az előbb említett egyenletek felhasználásával, valamint itt nem részletezett matematikai átalakítások alkalmazásával az ω -egyenlet a következő alakba írható:

$$\left(\nabla_p^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = - \frac{f_0}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left[- \mathbf{v}_g \cdot \nabla_p (\zeta_g + f) \right] - \frac{R}{\sigma p} \nabla_p^2 \left(- \mathbf{v}_g \cdot \nabla_p T \right), \quad (3)$$

ahol f_0 a Coriolis-paraméter, σ a sztatikai stabilitási paraméter, \mathbf{v}_g a geosztrófikus szélesség vektor és ζ_g a geosztrófikus örvényesség. Ennek az időtől független diagnosztikai egyenletnek a bal oldalán az ω Laplace-a, jobb oldalán pedig a differenciált örvényesség-advekción (1. tag) és a hőmérséklet-advekción Laplace-a (2. tag) található. Kihangsúlyozandó, hogy szinoptikus skálán az állapotmezőket térbeli szinuszos függvényekkel állítjuk elő, ami azt eredményezi, hogy az ω Laplace-a $-\omega$ -val arányos. Az első tagot vizsgálva az abszolút örvényesség-advekción magassággal történő megváltozását (differenciált örvényesség-advekción) láthatjuk, miszerint, ha a $\partial/\partial p < 0$, azaz az örvényesség advekción a magassággal nő, akkor ez a tag pozitív, ebből kifolyólag az ω Laplace-a is pozitív, tehát maga az ω negatív, ami feláramlást jelent. Fordított esetben leáramlásról beszélünk.



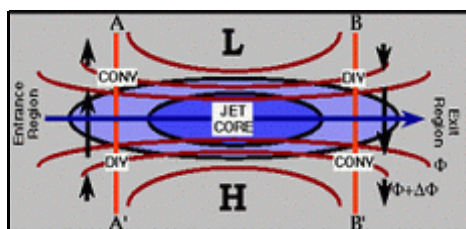
1.ábra: Az örvényesség advekció és a feláramlás kapcsolata

Példaként vegyünk 500hPa környékén egy nyomási teknőt, 1000 hPa-on pedig zárt izohipszákat (1.ábra). Ekkor például az ábrán látható ciklon esetében a felszíni alacsony nyomású centrum környezetében az örvényesség advekciója csekély, mivel a szélvektorok érintőirányúak a kvázigeosztrófikus közelítés értelmében. Viszont 500 hPa-on, a ciklon magja felett a teknő előoldalán az örvényesség-advekciónak maximuma lesz, tehát az alacsony nyomás középpontja környezetében az örvényesség advekció növekszik a magassággal, azaz az ω -egyenletben az első tag pozitív, ami feláramlást jelent, a már említett feltételek miatt. Általában a felszíni nyomáselrendeződéstől függetlenül az örvényesség advekciója a magassággal nő, hiszen általában felfelé nő a szélesebesség is. Azaz sokszor elegendő csupán a magassági teknők illetve gerincek elrendeződését vizsgálni, azokból is fontos információt szűrhetünk le a vertikális sebességi mező tulajdonságait illetően. A második tag a hőmérséklet advekció és a feláramlás közti kapcsolatot írja le. Ezek szerint a meleg advekció feláramlásokat generál. A fenti egyenlet levezetése során azonban több tag is el lett hanyagolva, ami miatt az omega-egyenlet mezoskálán történő elméleti alkalmazhatósága behatárolt.

Trenberth (*Bluestein, 1992*) az ω -egyenlet még jobb gyakorlati alkalmazása érdekében, kiküszöbölte azt a problémát, hogy az egyenlet jobb oldalán két olyan fizikai jelentéssel bíró tag szerepeljen, amelyek egymással ellentétes képet mutathatnak a feláramlás szempontjából. Itt nem részletezett matematikai átalakítások, és egyszerűsítések felhasználásával a jobb oldalt egyetlen tagba foglalhatjuk össze. Ez a tag a termikus szél nagyságával és irányával történő örvényesség-advekciót adja meg, amely az ω -val lesz arányos:

$$\left(\nabla_p^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = \frac{f_0}{\sigma} 2 \left(\frac{\partial \mathbf{v}_g}{\partial p} \cdot \nabla_p \zeta_g \right). \quad (4)$$

A gyakorlatban a 700 hPa-os örvényesség és az 500/1000 relatív topográfia együttes használatával tudja az előrejelző, a tapasztalatok szerint kijelölni a potenciális feláramlás és leáramlás területeit.



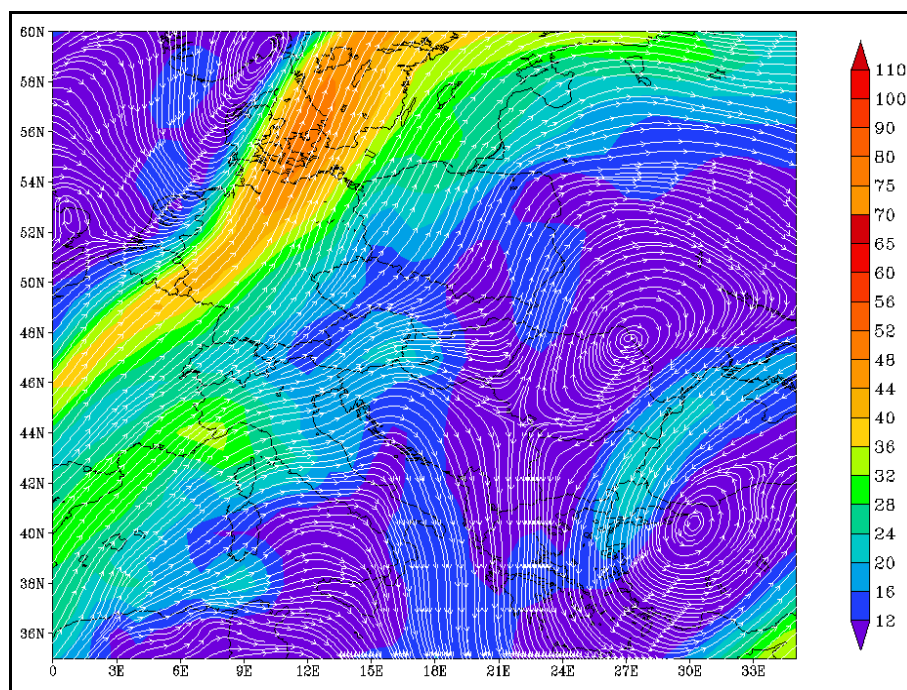
2. ábra: A jetmag belépő és kilépő zónái

A következőkben jet-stream és a vertikális sebességmező kapcsolatát tekintjük át. A futóáramlások a magasban évszaktól függően, akár 60-80 m/s-os sebességet is elérő nyugatias szelek. Szélességük több tíz vagy 100 km széles, míg hosszuk elérheti a több ezer km-t. A jet magjában fordulnak elő a legnagyobb szélesebségek és ezt szeli át a jet tengelye (2 ábra). Mivel jetek esetében a szél ageosztrofikus komponense nem hanyagolható el, ezért, amikor a légréz belép a mag tartományba, sebessége megnő, ezáltal megnő a nyomási gradiens erő is, míg a vele eddig egyensúlyt tartó Coriolis-erő nagyjából változatlan marad. Így a szél a nyomási gradiens erő irányába fog változni, tehát a mag belépési régiójának bal oldalán magasszinti konvergencia (**A**), a jobb oldalán pedig magasszinti divergencia (**A'**) fog kialakulni. Mivel a jet közvetlenül a tropopauza alatt található, ami egy igen stabil réteg, a konvergencia következtében a légréz nem tud felfelé mozdulni, hiszen ezt a felette elhelyezkedő stabil réteg meggátolja. Ezért aztán leáramlás következik be. Ellentétes mechanizmus játszódik le divergencia esetében, így a feláramlást fog eredményezni. Ahogy aztán a légréz tovább halad a jet magjának közepe felé, úgy az imént említett két erő ismét kiegyenlítődik egy rövid időre. Amikor a légréz elhagyja a magot, a sebessége lecsökken, ezáltal csökken a nyomási gradiens erő nagysága is. A Coriolis-erő viszont nem tud egyensúlyt tartani a csökkenés mértékével, ezért meghaladja a nyomási gradiens erőt. Ennek következtében a mag kilépő régiójában ellentétes oldalon megy végbe a szét-, illetve összeáramlás, tehát jobb oldalon lesz a konvergencia (**B'**) és a leáramlás, baloldalon a divergencia (**B**) és a feláramlás.

Az előbbi leírás kijelöli a jet-streamek azon régióit, amelyek kedvezhetnek a nagyobb feláramlások, így a zivatarok, MKK-k kialakulásának.

5. Adatforrás, munkamódszer

Az elvégzendő vizsgálatokhoz a NEMOC (<https://www.nemoc.navy.mil/>) internetes oldaláról letöltött infravörös (IR) műholdképeit, az Országos Meteorológiai Szolgálat honlapján (<http://www.met.hu>) megtalálható radarképeit illetve a GFS amerikai modell 1 fokos felbontású GRIB fájljait használtuk fel. A GRIB analízis fájlok a június 19-e és 30-a közti időszakban 6 óránként álltak rendelkezésre, amelyekből GrADS programnyelven, különféle az elemzést segítő térképeket állítottunk elő (3.a és 3.b ábra). A térképeken a főbb izobár szintek (925, 850, 700, 500, 400, 300, 200 hPa) általános állapotjelzői (hőmérséklet, légnedvesség, szél) illetve labilitási indexek (pl. VT-index, Thompson-index) lettek megjelenítve. A dolgozat fontos részét a szállítószalag vizsgálata képezte, amit a pseudo ekvivalens potenciális hőmérsékleti mező vertikális metszeteinek analízisével végeztünk el. Ezen metszetek a szállítószalagokkal párhuzamosan minden konvektív rendszer esetére elkészültek. A mezoléptékű konvektív rendszer legaktívabb szakaszának helyére, a modell grib fájljaiból elkészített skew-T termodinamikai diagrammok is meg lettek jelenítve. A CMKR-ek vizsgálatakor a modell adatainak segítségével azt használtuk ki, hogy a modell magát a konvektív rendszert nem, viszont a perturbációmentes környezetet viszonylag jól visszaadta. Ez tette lehetővé a konvektív képződmények környezeti feltételeinek modell adatokkal történő vizsgálatát.



3.a ábra: 300 hPa-on lévő jet térképe

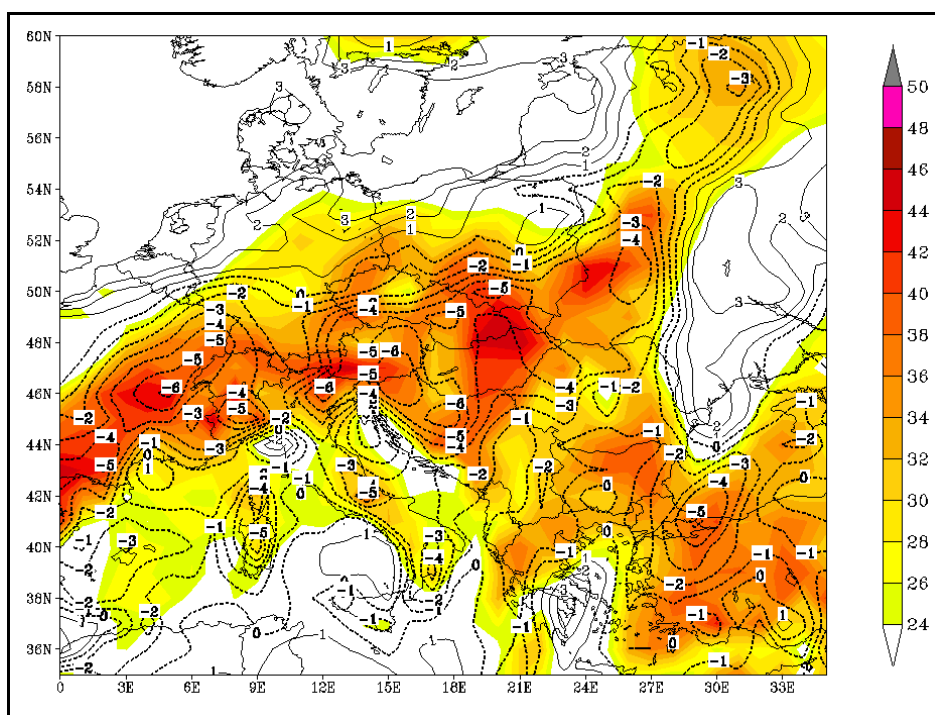
A mezoléptékű konvektív rendszerek maximális kiterjedésének és élettartamának megállapítása az IR műholdképek alapján történt. A maximális kiterjedés a -55°C -os izoterma által körülzárt terület nagyságával lett azonosítva. A rendszer élettartamát az első konvektív cella kialakulása és az utolsó konvektív cella elhalása között eltelt idő adta.

A szállítószalag kijelölésében az ugyanazon térképen megjelenített 500 / 1000 relatív topográfia és a 850 hPa-os Θ_{SE} értékeket használtuk fel. A 400, 300 és 200 hPa-os valamint a 925 és 850 hPa-os szélesség térképeknek a magasszinti jet stream-ek (30 m/s-tól) és az alacsonyszinti jet stream-ek (kritérium: $V > 15$ m/s) azonosításában illetve előbbieket kilépő-belépő zónáinak meghatározásában volt szerepük.

700 hPa-on és 500 hPa-on a kialakult rendszerek környezetében az örvényesség advekciónak meghatározása ezen szintek relatív örvényességének a termikus szélvektorral történő advektálásával történt.

A légköri labilitás vizsgálatokhoz az ún. Thompson-indexet (3.b ábra) is felhasználtunk, amely a K-index és a best Li-index különbségéből számolandó. Tapasztalatok alapján ezen index értéke meglehetősen jól jellemzi a légköri instabilitást.

A vizsgálatok elvégzését nagyban segítette a minden napra felrajzolt szinoptikus térkép, amelyre frontokon túl a szállítószalag, a jet belépő-kilépő zónái, örvényesség advekciónak, konvergencia értékei, a 0-6 km-es szélnyírás illetve a labilitási indexek értékei kerültek fel.



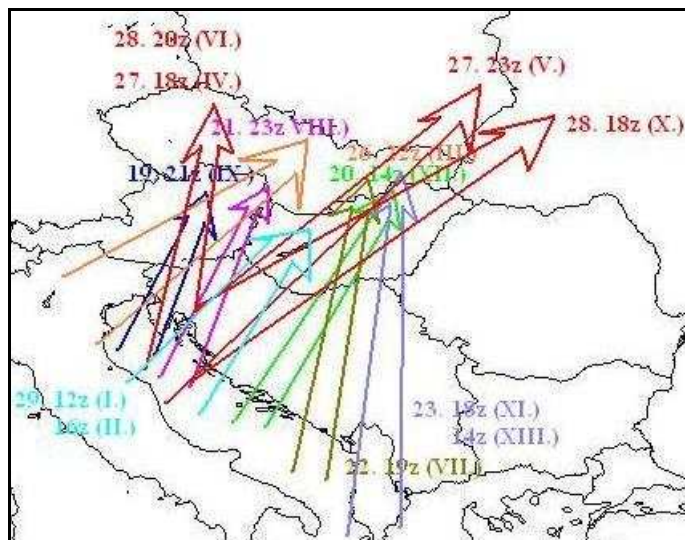
3.b ábra: Thompson-index térképe

6. A konvektív rendszerek vizsgálatának eredményei

Vizsgálataink tárgya a 2006. június 19-e és 30-a közötti időszak volt. Ezen időintervallum alatt tizenhárom konvektív képződményt azonosítottunk, amely rendszereket a -55°C -os izoterma maximális kiterjedésének és élettartamának vizsgálata alapján két részre lehetett osztani. Az esetek egyik felében $60\,000 - 80\,000\text{ km}^2$, a másik felében $8\,000 - 30\,000\text{ km}^2$ -ig volt a rendszerek területe. A Maddox által meghatározott mezoléptékű konvektív komplexumok tér-, idő kritériumai csak részben teljesültek, mert a -55°C -os izoterma által körülzárt terület nagysága öt esetben nem érte el az $50\,000\text{ km}^2$ -t, további hat esetben ezen terület nagysága a hat órás időkritériumnak nem felelt meg, egy esetben azonban közelítőleg elérte azt. Az excentricitás az infravörös műholdképek alapján hat esetben igen ($E \geq 0,7$), négy esetben pedig éppen nem felelt meg a maddoxi kritériumoknak (0,6), ennek ellenére ezek is a cirkuláris mezoléptékű konvektív rendszerek (CMKR) csoportjába lettek besorolva. További két esetben az excentricitás 0,3-nak adódott. Ezek alapján tehát 1 MKK-t, 10 CMKR-t és 2 VMKR-t volt azonosítható. A konvektív rendszerek maximális kiterjedése nem mindig állt egyenes arányban a rendszer teljes élettartamával, amely részben az egymás közelében kialakult képződmények összeolvadásával magyarázható.

6.1. Általános szinoptikus helyzetkép

2006. június 13-án egy hullámzó frontrendszer húzódott Nyugat-Európa partjainál, amely 14-re stacionáriussá vált, majd 15-től 18-ig a kontinens belseje felé mozdult, ahol gyenge gradiensű izobárikus mező volt jellemző. 16-án a frontálzóna előtt, Algéria felől egy meleg szállítószalag húzódott a Földközi-tenger fölé, majd 18-ára a front Magyarország felé érve feloszlott. A térben előtte kialakult szállítószalag 19-étől 23-áig, a következő hidegfront átvonulásáig minden nap konvektív eseményeket produkált. 24-25-én a front mögött a szalag továbbra is fennállt, azonban a kiszáradás és a légrétegek stabilizálódása nem kedvezett a zivatarrendszerek kialakulásának. Az ezt követő időszakban nyugat felől egy újabb hullámzó, gyakran stacionáriussá váló frontrendszer érte el Németországot és Franciaországot, amely előtt több ízben a korábbi időszakhoz hasonló elrendezésben alakultak ki meleg szállítószalagok (4. ábra). A 2006-os nyári félév MKR-ben leggazdagabb periódusának végül egy június 30-án áthaladó hidegfront vetett véget.



4 ábra: Meleg nedves szállítoszalagok elhelyezkedése a vizsgált időszakban
(az időpontok melletti római számok a maximális kiterjedés szerinti sorrendjüket jelöli).

Mindegyik szalag az Adriai-tenger felől, vagy a Földközi tenger felől emelkedett.

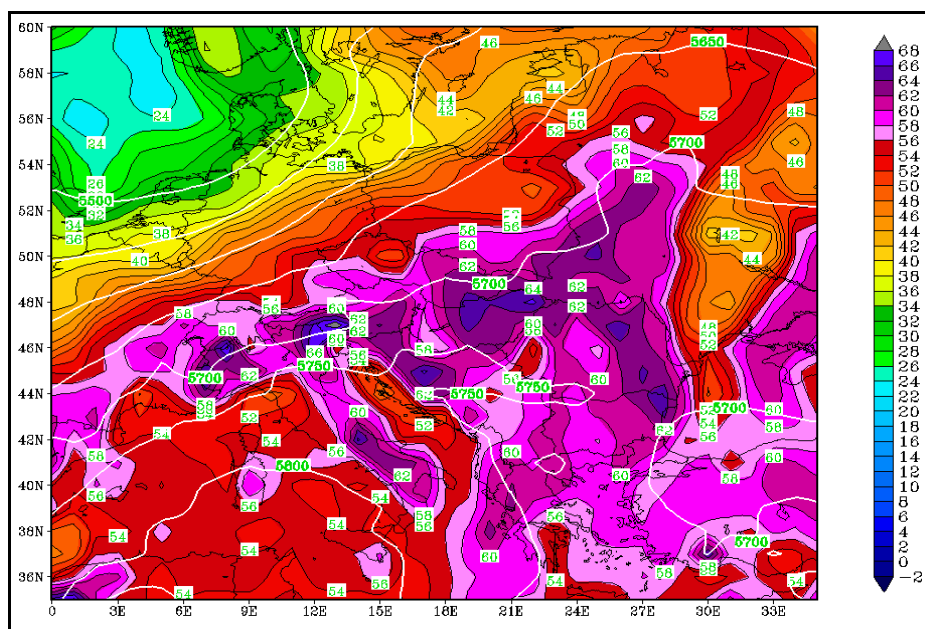
A vizsgált időszakban a Kárpát - medence fölött 700 és 500hPa-os szinteken gerinc húzódott 29-éig. A zivatarrendszerek a gerinc mentén illetve kevéssel a gerinc hátoldalán mögötte alakultak ki. Ezen időszakban az említett szinteken a pozitív örvényesség (vorticity), annak advekcója, illetve a hozzá kapcsolódó emelőhatás a horizontális szélnyírásból adódott. A 29-én kialakult második rendszer a többitől eltérően, azonban 700 és 500 hPa-on is teknő előoldalán alakult ki. Ezen nagyléptékű hatásnak szerepe lehetett a létrejövő konvektív képződmény vonallá szerveződésében (excentricitás: 0,3). Néhány órával ezen esetet megelőzően ugyanazon a szállítószalagon kevéssel a 700 hPa-os és 500 hPa-os gerinc mögött még CMKR alakult ki.

A magasban (400, 300, 200 hPa) általában nem volt jellemző a nagy szélsébség, jet (30 m/s) vagy azt megközelítő szélsébség csak három esetben fordult elő. A jet cirkulációja két esetben kedvezhetett a rendszer fejlődésének. Főként az amerikai szakirodalomban a meleg szállítószalag helyett inkább az alacsonyszintű jet terminológiát használják. A vizsgálatok szerint azonban egyik esetben sem fordult elő 925 és 850 hPa-on 6-7 m/s-nál nagyobb szélmaximum. A pszeudo ekvivalens potenciális hőmérséklet (Θ_{SE}) vertikális metszetei alapján a meleg nedves szállítószalagok átlagosan 500-1000 m-ről 3000 m-ig emelkedtek. Ezek alapján a konvektív rendszereket tápláló áramlásokra a szállítószalag elnevezés jobban illik, mint az alacsonyszintű jet fogalma, mivel nem volt szignifikáns alacsonyszintű szélsébség maximum és a meleg nedves levegő áramlása sem mindig az alacsony szinteken történt. A mezoléptékű képződmények a meleg nedves szállítószalagok

mentén, két eset kivételével hegyek felett alakultak ki, ezen belül is ugyanakkora arányban az Alpokban és a Tátrában, illetve egy alkalommal a Dinári-hegység felett. A metszeteken a szállítószalag minden esetben emelkedést mutattak, ez többször egyértelműen a szállítószalag hegynek történő ütközésével volt magyarázható. Volt olyan eset is, amikor már az egyébként is emelkedő szalag a hegynek ütközve hirtelen még meredekebbé vált.

6.2. A meleg nedves szállítószalag és a mezoléptékű konvektív rendszerek kapcsolata

Elmondható, hogy minden rendszerhez tartozott meleg nedves szállítószalag, de nem minden meleg szállítószalaghoz kapcsolódott konvektív képződmény. Az utóbbira példa június 24-e és 25-e, amikor a hideg front mögött a szállítószalag a 23-aival megegyezően helyezkedett el, azonban a korábbival ellentétben nem emelkedett. A 850-500 hPa közti hőmérsékleti gradiens 23-án 1 fokkal volt alacsonyabb az előző naphoz képest, a nedvesség viszonyok pedig ugyanolyanok voltak, azonban a mindkét napon negatív örvényesség advekciónak volt jelen. 23-án tehát a szállítószalag emelkedése hiányában, illetve pozitív örvényesség advekciónak híján a szórványosan kialakuló zivatarok nem szerveződtek nagyobb rendszerre. 24-én bár a meleg szállítószalag továbbra is fennállt, azonban az nem volt nedves, illetve a labilitási viszonyok is tovább romlottak, így nem alakulhatott ki konvektív csapadék.

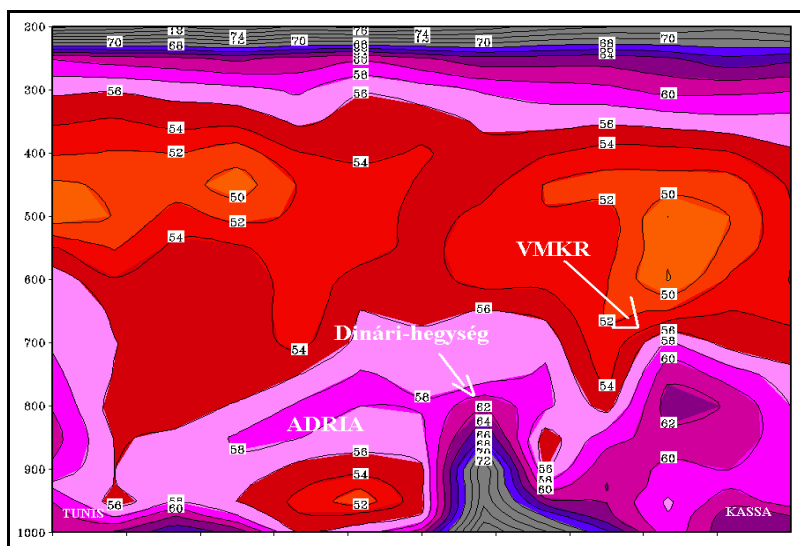


5.ábra: A 850 hPa-os szinthez tartozó pszeudo ekvivalens potenciális hőmérséklet és 500/1000 relatív topográfia.

A relatív topográfia gerince és a pszeudo ekvivalens potenciális hőmérséklet együttes alkalmazása minden esetben jól kijelölte a meleg nedves szalag tengelyét.

A meleg nedves szállítószalagot az infravörös műholdkép (IR), az 500 / 1000 relatív topográfia és a 850 hPa-os pszeudo ekvivalens potenciális hőmérséklet alapján lett kijelölve (5. ábra).

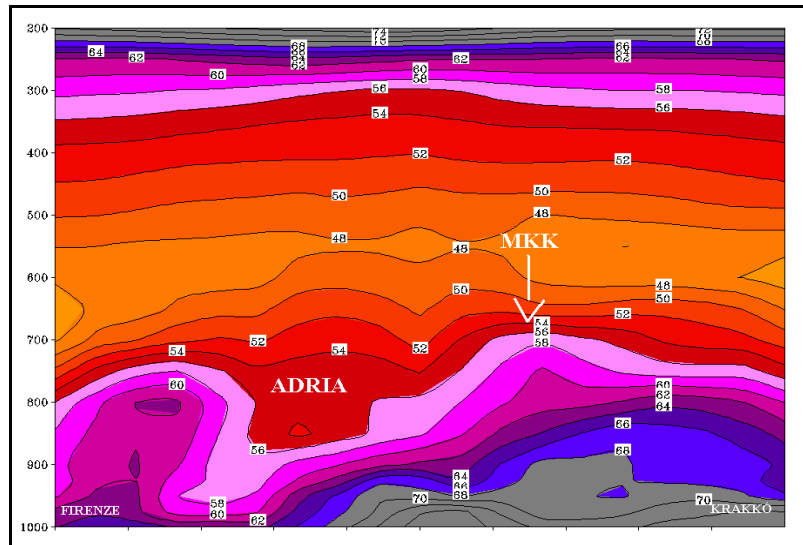
Az IR műholdkép alapján sejthető volt a szállítószalag megléte, azonban csak ez alapján pontos helyének meghatározása általában nem volt lehetséges. Ugyanis a műholdképen a szállítószalag közép- illetve magassintű felhőzete jelent meg, az alacsonyabb szintek telítetlen levegője így rejtve maradt. Az 500 / 1000 relatív topográfia gerince meghatározta a legmagasabb átlaghőmérsékletű légrétegeket és ezen belül a Θ_{SE} maximumának tengelye pontosította a meleg és egyben nedves levegő elhelyezkedését. A két paraméter együttes figyelembevételével a meleg nedves szállítószalag tengelye nagy pontossággal kijelölhető volt. E tengely mentén a Θ_{SE} vertikális eloszlását kiszámolva lehetőség nyílt a szállítószalag függőleges mozgásának tanulmányozására. Minden esetben megfigyelhető volt, hogy a konvektív rendszerek a szállítószalag legmagasabb pontja környezetében alakultak ki (6. ábra). Azaz jó egyezés mutatkozott a kialakult CMKR-ek helye és a szállítószalag emelkedésének elemzésére szolgáló Θ_{SE} értékek vertikális metszeten ábrázolt maximális magasságai között. A 6. ábrán látható, ahogy a Földközi-tenger felől emelkedő szállítószalag a Dinári-hegységen tovább emelkedik, majd mögötte átmeneti süllyedés után ismét erőteljes emelkedésbe kezd. A VMKR keletkezési helye jól láthatóan megegyezik a szállítószalag helyének maximumával.



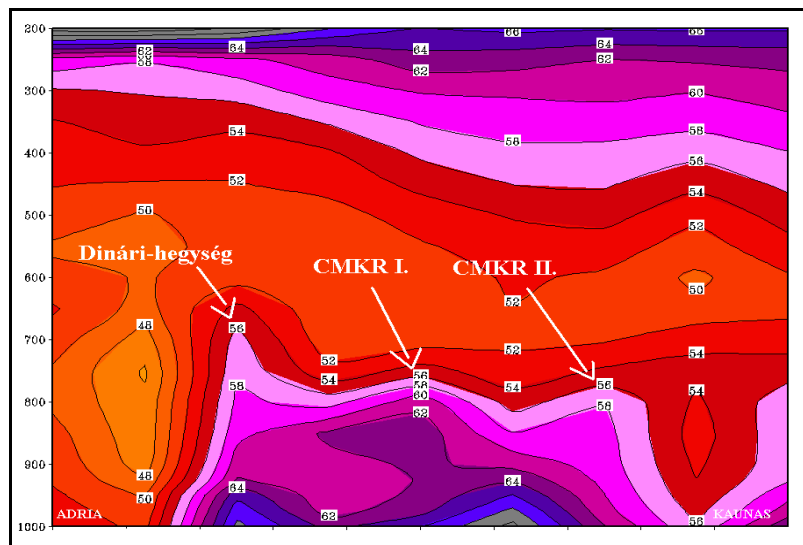
7. ábra: Június 29. 18 UTC Θ_{SE} metszet Tunis és Kassa között.

Az 7. ábrán jól megfigyelhető az Adria felől emelkedő szalag, melynek szintén a legmagasabb pontjánál kijelöli a CMKR helyét. Azokban az esetekben, amikor a szállítószalag mentén sorban több konvektív képződmény is kialakult, a szalag mentén több

maximum volt megfigyelhető (8. ábra). A szállítószalag általában 25-45°-os emelkedést mutatott a vertikális metszetek elemzése alapján.



7. ábra: Június 26. 18 UTC Θ_{SE} metszet Firenze és Krakko között.



8. ábra: Június 22. 12 UTC Θ_{SE} metszet Adria és Kaunas (Litvánia) között.

A meleg, nedves szállítószalag alatt minden esetben hol gyengébben, hol erősebben egy hosszan elnyúló konvergencia vonal volt megfigyelhető, amely követte a szalag útját. Ezen konvergencia vonalak az emelkedő szalag következményeként alakulhattak ki. Az emelkedő szállítószalag alatt, a felszín közelében az emelkedést kompenzáló összeáramlási vonal kialakulása feltételezhető.

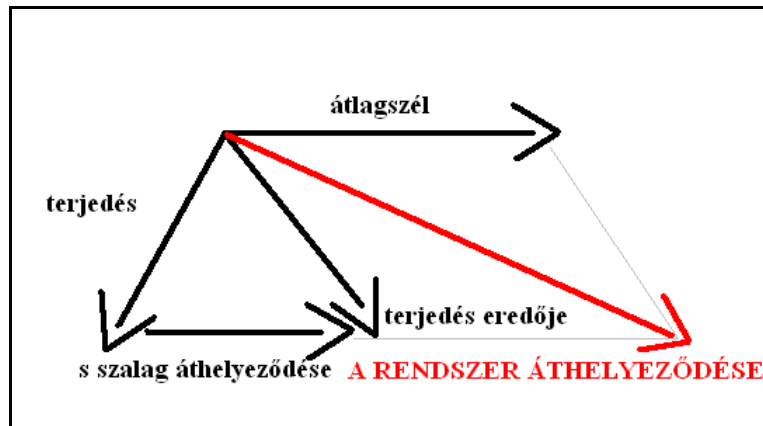
6.3. A rendszerek maximális kiterjedése szerinti osztályozás eredményei

A rendszereket maximális kiterjedésük alapján, a legnagyobbtól a legkisebbig sorba rendezve (lásd a Függelékben), azt kaptuk, hogy a kihullható víztartalom, a 850 hPa-os pszeudo ekvivalens potenciális hőmérséklet és a Thompson-index egy eset kivételével (VII) jól meghatározta a konvektív események maximális nagyság szerinti sorrendjét. A szállítószalag mentén előfordultak olyan esetek, amikor az egymás előtt illetve mellett elhelyezkedő különálló konvektív rendszerek összeolvadtak, növelve ilyen módon a legtovább fennmaradó rendszer élettartamát és esetenként a méretét. A legnagyobb rendszerek esetében a 17-18°C-os 850 hPa-os hőmérsékletek mellett a Θ_{SE} (850 hPa-on) 60-66°C, a kihullható víz 36-40 mm, Thompson-index 40-45°C között változott. Pozitív örvényesség advekción mindenhol jelen volt, $4-16 \cdot 10^{-5}$ 1/s közötti értékekkel. Jelentős, 15-20 m/s-os 0-6 km-es szélnyírás három esetben volt, ezekben a helyzetekben szupercellák is kialakultak. Főként június 28-29-én a 0-2,5 km-es szélnyírás vektor közel merőleges volt a zivatarvonalra, ami növelhette az élettartamot (UCAR 2003). Miközben a pozitív örvényesség advekción mindegyik kialakult rendszer környezetében jelen volt, addig a jet stream-ek csak három esetben. Ezek közül egy esetben a jet jobb kilépő zónája ellenére is ki tudott alakulni a (VI) rendszer. Mindezek alapján feltételezhető, hogy az örvényesség advekción szerepe jelentősebb a CMKR-ek kialakulása szempontjából, mint a jet stream-eké.

6.4. A rendszerek mozgásának előrejelzése

A konvektív rendszerek áthelyeződése a *Corfidi* (1996) által leírt módszer alapján lett megvizsgálva. Az összes rendszer kelet, dél-kelet felé mozgott. Ez egyrészt a *Corfidi* (1996) által definiált átlagszél irányából adódott, amely a magasban minden esetben nyugatias, dél-nyugatias volt, nagysága pedig 3-12 m/s között változott. Másrészt pedig a szállítószalagban az átlagosan dél, dél-nyugat felől érkező meleg nedves levegő irányának ellentettje (a rendszer terjedési irányának vektora) illetve a mezoléptékű konvektív rendszer élettartama alatt a szállítószalag áthelyeződési vektorának eredőjéből adódott. Ezek alapján a rendszer mozgását jól le lehetett írni (9. ábra). Meg kell említeni, hogy a zivatarvonalra minél inkább merőleges (a rendszer haladási irányában) 0-2,5 km-es szélnyírás vektor (UCAR 2003) erősítheti a squall-line-okat, így a rendszer élettartalmát is növelheti. A 0-2,5 km-es szélnyírás

vektor azonban csak néhány esetben volt jelentős, így általában nem volt jelentősége a rendszerek mozgásában.



9. ábra: A rendszer mozgásának meghatározása.

(A szállítószalagban uralkodó áramlás becsült sebessége 3-8 m/s).

7. Összefoglalás

A vizsgálatok eredményei a jövőben segíthetik a hullámzó, stacionárius hideg frontok előtt kialakuló CMKR-ek, MKK-k kialakulásának, illetve áthelyeződésének előrejelzését. A meleg nedves szállítószalag tengelyének kijelölésére az 500/1000 relatív topográfia gerince és a 850 hPa-os szinten vett pszeudo ekvivalens potenciális hőmérséklet maximuma együttesen jól alkalmazható. A CMKR várható kialakulási helye - ezen vizsgálatok szerint - az emelkedő szalag legmagasabb pontja körüli terület. Abban az esetben, ha a szállítószalag emelkedésében a Θ_{SE} vertikális metszetein több maximum is megfigyelhető, számítani lehet a szalag mentén több CMKR kialakulására. Ezen rendszerek összeolvadásával a mezoléptékű konvektív rendszer időtartama meghosszabbodhat, adott esetben a maximális kiterjedése megnőhet.

A kihullható víztartalom, a 850 hPa-os szint Θ_{SE} -értéke, és a légköri labilitás együttes figyelembevételével, illetve a szállítószalag emelkedésének elemzésével a rendszer várható élettartama, horizontális kiterjedése megbecsülhető.

A konvektív képződmény áthelyeződési sebességét az átlagszél vektor, illetve a szalagban történő áramlás iránya, és a szalag áthelyeződésének eredője jól adta vissza.

A vizsgált rendszerek általában nagy területen okoztak jelentős mennyiségű csapadékot. A vizsgált időszakban szélsőséges területi eloszlásban sokfelé hullott 30-130 mm-nyi csapadék. A modellek (a nagy felbontású ALADIN modellt is beleértve) az esetek döntő részében vagy egyáltalán nem jelezték előre a csapadékot, vagy ha el is találták a csapadék helyét, mennyiségét mindenképpen jelentősen alábecsülték. A modellek csapadék előrejelzése ugyan rossz volt, ugyanakkor az MKR-t kialakító környezeti feltételeket jól előrejelezték. A bemutatott vizsgálatok eredményeinek, illetve paramétereinek felhasználásával a numerikus modellek segítségével javíthatóak az MKR-ek előrejelzése.

Irodalomjegyzék

- Bluestein, H. B.*: (1992): Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes. Volume II. Observations and Theory of Weather Systems. Oxford University Press, New York, 1992 pp. 346–350.
- Bodolainé, J. E., Tünczer, T.*, 2003: Mezőléptékű konvektív komplexumok. Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest.
- Bodolainé, J. E., Tünczer, T.*, 2005: Mezőléptékű konvektív komplexumok (Összefoglaló tanulmány). Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest.
- Browning, K. A.*, 1985: Conceptual Models of Precipitation Systems. *Weather and Forecasting* 1,
- Corfidi, S. F., et al.*, 1996: Predicting the movement of mesoscale convective complex. *Weather Forecasting* 14, 41-46.
- Cotton, W. R., Lin, M., McAnelly, R. L., Tremback, C. J.*, 1989: A Composite Model of Mesoscale Convective Complexes. *Monthly Weather Review*, 1117, 765–783.
- Doswell, A., Harold A., Brooks, E., Maddox, R. A.*, 1996: Flash Flood Forecasting: An Ingredients-Based Methodology. *Weather and Forecasting* 11,
- Eckhardt, S., Stohl, A., Wernli, H., James, P., Forster, C., Spichtinger, N.*, 2004: A 15-Year Climatology of Warm Conveyor Belts. *Journal of Climate*, 17, 218–237.
- Götz, G., Rákóczi, F.*, 1981: A dinamikus meteorológia alapjai. Tankönyvkiadó, Budapest. 483 oldal.
- Laing, A. G., Fritsch, J. M.*, 2000: The Large-Scale Environments of the Global Populations of Mesoscale Convective Complexes. *Monthly Weather Review*, 128, 2756–2776.
- Leary, C. A., Rappaport, E. N.*, 1987: The Life Cycle and Internal Structure of a Mesoscale Convective Complex. *Monthly Weather Review*, 115, 1503–1527
- Maddox, R. A.*, 1983: Large-Scale Meteorological Conditions Associated with Midlatitude, Mesoscale Convective Complexes. *Monthly Weather Review*, 111, 1475–1493.

Trier, S. B., Parsons, D. B., 1993: Evolution of environmental conditions preceding the development of a nocturnal mesoscale convective complex. *Monthly Weather Review* 121, 1078-1022.

UCAR 2003: Principles of Convection III: Shear and convective storm. University Corporation for Atmospheric Research, *Cooperative Program for Operational Meteorology, Education, and Training (COMET)*

Internetes források

http://pafc.arh.noaa.gov/classroom/mountain_weather/CH4.pdf

<http://www.theweatherprediction.com/charts/300/>

<https://www.nemoc.navy.mil/>

<http://www.met.hu>

<http://www.zamg.at/>

Függelék

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII
Max. kiterjedés ideje:	06.29 12z	06.29 18z	06.26 22z	06.27 18z	06.27 23z	06.28 20z	06.22 19z	06.21 23z	06.19 21z	06.28 18z	06.23 18z	06.20 14z	06.23 14z
Max. terület [km ²]	80.000	75.000	75.000 4	70.000	69.000	68.000	60.000	60.000	31.000	20.000	12.000	7.900	7.900
Élettartam [óra]	19	10	10	12	11	9:30	11:30	16	11	7:15	6:30	7	5
ThetaSE [°C]	62	66	64	64	60	62	63		58	58	54	56	54
Kihullható víz [mm]	40	36	36	32	36	36	38		31	36	33	32	33
Thompson-index [°C]	40	43	45	38	40	38	40	39	39	36	31	30	31
0-6 km szélnyírás [m/s]	10 alatt	20	10 alatt	10 alatt	10 alatt	17	10 alatt		13	10	10 alatt	10 alatt	10 alatt
Örvényesség advekción [10 ⁻⁵ 1/s]	+5	+6	+12	+12	+12	+10	+4	+14	+10	+16	+7	+7	+7
Jet [hPa], [m/s]	nincs	nincs	nincs	300, 24, bal ki	nincs	300, jobb ki	nincs	nincs	nincs	nincs	nincs	300, jobb be	nincs
Szállítószalag, emelkedése [°]	van,27	van,45	van,27	van,35	van,35	van,38	van,27	van,42	van,45	van,38	van,34	van,24	van,34
Összeolvadás [db]	4	2	3	-	-	-	3	4	4	-	2	2	-
Összeolvadás helye:	egymás előtt	egymás mellett	egymás előtt	-	-	-	egymás előtt	egymás előtt	egymás előtt	-	egymás előtt	egymás mellett	-
Kialakulás:	hegyeken	hegyeken	síkon	hegyeken	hegyeken	hegyeken	hegyeken	hegyeken	hegyeken	hegyeken	síkon	hegyeken	hegyeken
Elhelyezkedés a maximum kiterjedéskor:	síkon	hegyeken	hegyeken	hegyeken	síkon	hegyeken	síkon	síkon	hegyeken	hegyeken	síkon	síkon	hegyeken
Excentricitás:	0,7 MKK	0,3 VMKR	0,6 VMKR/CMKR	0,8 CMKR	0,6 VMKR/CMKR	0,8 CMKR	0,7 CMKR	0,7 CMKR	0,7 CMKR	0,7 CMKR	0,3 VMKR	0,6 VMKR/CMKR	0,6 VMKR/CMKR
T850 [°C]	17	18	18	18	18	17	16	17	17	17	13	15	14

1. táblázat: A vizsgált időszak alatt előforduló MKR-ek nagyság szerinti csoportosítása