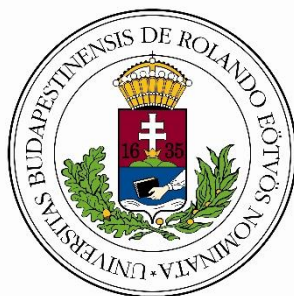


Magyarországi zivatarlánc-típusok általános vizsgálata

SZAKDOLGOZAT
FÖLDTUDOMÁNYI ALAPSZAK
METEOROLÓGUS SZAKIRÁNY



Készítette:

Komjáti Kornél

Témavezető:

Csirmaz Kálmán

Országos Meteorológiai Szolgálat

Tanszéki konzulens:

dr. Breuer Hajnalka

ELTE TTK Meteorológiai tanszék

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Földrajz- és Földtudományi Intézet
Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2019

Tartalom

Bevezetés	2
1. A zivatarláncok hazai és nemzetközi kutatása	3
2. Zivatarok kialakulása, a légköri konvekció	8
3. Mezőléptékű konvektív rendszerek	13
3.1 A zivatarok osztályozása, zivatartípusok	13
3.1.1 Egycellás zivatarok	13
3.1.2 Multicellás zivatarok	14
3.1.3 Szupercellás zivatarok	15
3.2 A zivatarok rendszerbe szerveződése	16
3.2.1 Nem-lineáris MKR-ek	16
3.2.2 Lineáris MKR-ek	17
3.3. Zivatarláncok kialakulása, felépítése, belső struktúrája:	18
3.3.1 A zivatarláncok belső struktúrája	19
3.3.2 A zivatarláncok és a szélnyírás kapcsolata	21
3.4 Zivatarláncok típusai	24
3.4.1 TS típus	25
3.4.2 LS típus	26
3.4.3 PS típus	27
4. A zivatarláncok általános vizsgálata	30
4.1 Zivatarláncok gyakorisága	30
4.2 Az átlagos haladási sebesség és az alacsonyszintű szélnyírás kapcsolata	31
4.3 Labilitási paraméterek vizsgálata a zivatarláncok környezetében	35
5. Összefoglalás	39
Köszönetnyilvánítás	41
Irodalomjegyzék	42

Bevezetés

A zivatarok gyakori jelenségek Földünk legnagyobb részén (leszámítva a hideg övezeteket), amely alól hazánk sem kivétel. Megjelenésük változatos, hiszen előfordulnak egycellás, multicellás, de akár forgó feláramlással (mezociklonnal) rendelkező zivatarfelhők, úgynevezett szupercellák is.

Nem ritka, sőt többségében az jellemző, hogy a zivatarok rendszerbe szerveződnek. A rendszerbe szerveződés egyik lehetséges módja a vonalba rendeződés. Dolgozatomban a vonalba rendeződött zivatarokra egységesen a zivatarlánc vagy az angol szakirodalomban szereplő squall line megnevezést használom. Ismeretes, hogy a vonalba rendeződött zivatarrendszereket a csapadék eloszlása alapján is lehet csoportosítani aszerint, hogy a réteges csapadékszóna a rendszer mögött, előtt vagy pedig vele párhuzamosan jelenik meg. A különböző típusokat eltérő meteorológiai folyamatok hozzák létre és más-más veszélyjelenségek tartoznak hozzájuk.

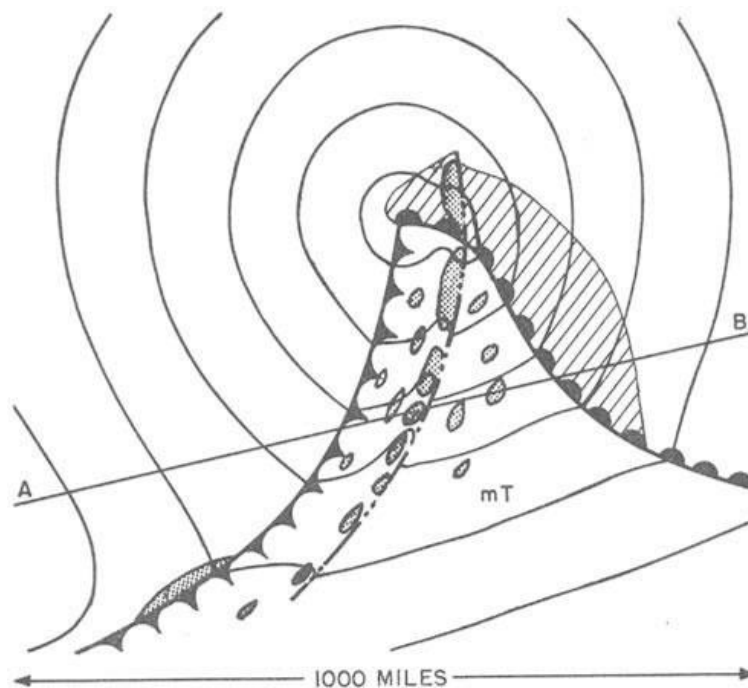
Dolgozatomban egy rövid ismertetőt nyújtok a zivatarláncokat érintő legfőbb hazai és nemzetközi kutatások történelméről. Ezt követően összefoglalom a légköri konvekció kialakulásának feltételeit, rendszerezem a zivatarok típusait és rendszerbe szerveződésüket, illetve a 2009 és 2017 közötti időszak zivataros hónapjaiban (április–szeptember) Magyarország területe felett kialakult vagy áthaladt zivatarláncokat kategorizálom, megadom gyakoriságukat, megvizsgálom a környezetükben előrejelzett labilitási és szélnyírási viszonyokat. Vizsgálatom eredményeit a dolgozatom negyedik fejezetében ismertetem.

1. A zivatarláncok hazai és nemzetközi kutatása

A zivatarláncok hosszú ideje megfigyelt és kutatott meteorológiai jelenségek. Kialakulásuk, működésük pontos leírása már a 19. századtól kezdve érdekelte a meteorológusokat. Bár az évtizedek folyamán számos kérdésre választ találtak, akadnak a mai napig bizonyításra váró felvetések a squall lineok kapcsán. Mindezek tükrében, a soron következő fejezetben indokoltnak találok a squall lineokat illető legjelentősebb kutatásokat a teljesség igénye nélkül összegezni és röviden ismertetni azok lényegét.

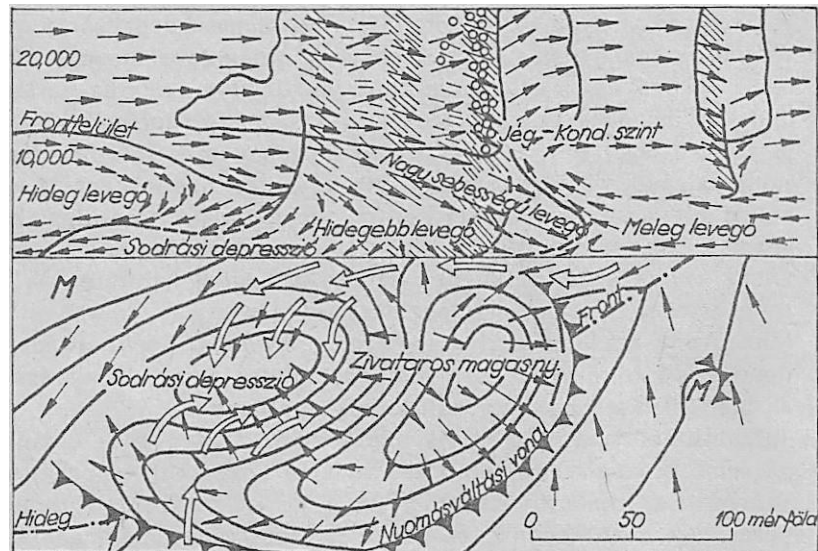
A láncba szerveződött, esetenként több száz km hosszú zivatarrendszerek hosszú ideje figyelemmel kísért meteorológiai jelenségnek számítottak már a 19. században is. Az első kitalált zivatarlánc két francia meteorológus, *Durand és Greville* (1892) nevéhez fűződik, ők a jelenséget „Ligne de grain” névvel illették. Ezt követően került be az angol meteorológiai irodalomba a squall line kifejezés, amelyet a mai napig használunk mind a nemzetközi, mind a magyar nyelvű terminológiában.

A következő nagy eredményt a zivatarláncok terén *Fulks* érte el, aki 1951-ben megjelent tanulmányában leírta, hogy a zivatarláncok döntő többsége a fejlődő stádiumban lévő ciklonok melegszeletében alakulnak ki. *Fulks* modellje a mai napig többnyire helytállóan mondható (13. ábra).



13. ábra: Fulks sematikus modellje a fejlődő ciklonok melegszeletében elhelyezkedő zivatarláncokról. Az ábrán a squall line helyzetét a szaggatott, pontozott vonal jelöli, míg a sávozott terület a melegfronti csapadékot hivatott mutatni. (Forrás: *Fulks, 1951*)

A zivatarláncok fejlődésének 5 szakasza (keletkezési-, fejlődési-, érett-, disszipációs-, illetve maradvány stádium) leírása *Fujita* nevéhez fűződik (*Bodolai & Bodolainé, 1981*). Manapság azonban már a háromszakaszos fejlődési modell az elfogadott. *Fujita* 1955-ben megjelent cikkében a zivatarláncok cirkulációs modelljének leírásával is próbálkozott (14. ábra).



14 ábra: Zivatarlánc cirkulációs és nyomási mezeje. (Forrás: *Bodolai és Bodolainé, 1981*)

A szemléletes ábrán jól szemlélteti, hogy a nagy nyomási gradiensű területeken a szelek szinte a bárikus gradiens irányával megegyezően fújnak. *Fujita* helyesen ábrázolta a zivatarokra jellemző magasnyomású területet, illetve a zivatarláncokat gyakran követő alacsony nyomású régiót, a sodródási depressziót is.

A zivatarláncok hazai kutatása az 1960-as évek elejére datálható. Ismeretes, hogy 1961. július 13-án egy heves zivatarlánc pusztított Magyarországon területén, a Balaton térségében több halálos áldozatot és komoly anyagi károkat is okozva. *Bodolainé és Götz* 1963-ban megjelent esettanulmányából tudjuk, hogy a tragédia legfőbb oka az volt, hogy akkoriban még nem ismerték a hazai szinoptikus gyakorlatban a prefrontális konvekciót, így ebből kifolyólag aktív hidegfronti helyzetnek minősítették és északnyugati irányból várták a konvektív aktivitást. Ezzel szemben a zivatarlánc a ciklon melegszeletében alakult ki és délnyugati irányból, váratlanul érkezett meg hazánk térségébe. Ennek következtében a vihar jelzésére már nem kerülhetett sor időben. A tragédiát követően szükségszerűvé vált az időjárási helyzet kianalizálása, megértése és a külföldi, többnyire amerikai mezoszinoptikai kutatási eredmények beépítése a hazai szinoptika gyakorlatba.

A squall lineok kialakulásának feltételei és előrejelzésük a nemzetközi tudományos életben is kulcskérdés volt. Az első felvetések szerint a zivatarláncok magassági hidegfront megjelenéséhez kötődnek. Ez az elképzelést később megcáfolták. *Tepper* 1950-ben megjelent cikkében úgy vélte, hogy a zivatarláncok tulajdonképpen nyomásugrási vonalak. Bár elméletben helytállónak tűnt, a megfigyelések mégsem igazolták. A zivatarláncok kialakulásáról szóló elképzeléseit *House* (1959) is leírta. Létrejöttüket megelőzően alacsonyszintű konvergencia és magasszintű divergencia megjelenését sejtette. Mindemellett öt kedvező makroszinoptikai feltételt is leírt a squall lineok kialakulásához:

1. Fiatal, még nem okkludálódott ciklonok melegszeztora.
2. A melegszeztor keleti harmadában erős alacsonyszintű délies áramlás.
3. Középmagas szinteken (700, illetve 500 hPa-os főizobárszint) a front vonalát megelőző hidegadvekción.
4. Magasszintű jet előoldalának benyúlása a melegszeztor fölé.
5. A fenti áramlási feltételek mellett a potenciális hőmérséklet jellegzetes eloszlást mutat: maximumát az alacsonyszintű jet környezetében éri el.

Látható, hogy az 1960-as évekig bezárólag a felszíni mérések voltak előtérben a zivatarláncok kutatása kapcsán. *House*, 2018-ban megjelent tanulmányában „The rise of radar meteorology”, azaz a radarmeteorológia felemelkedése címmel illette ezen időszakot. Az 1960-as évektől azonban fokozatosan a műholdas mérések is teret hódítottak. A látható és infravörös tartományon mérő műszerek, illetve a felhőtető hőmérsékleti értékek meghatározása új távlatokat nyitottak a kutatók számára. *Maddox* (1980) például műholdas mérések alapján állította fel a MKK-k méretkritériumára vonatkozó követelményrendszert, amelyet dolgozatomban 3.2.1-es fejezetében bővebben ismertetek. Természetesen a földfelszíni mérések is folytatódtak ezen időszak alatt. 1971 és 1981 közötti időszakban *Blustein és Jain* (1985) a squall lineokat felépítő zivatarok kialakulását és rendszerbe szerveződésük lehetséges módszereit vizsgálták Oklahoma államban.

A korszak egyik legátfogóbb kutatási projektje, a *GATE* 1974-ben indult. A *Global Atmospheric Program Atlantic Tropical Experiment (GATE)* alapötlete Lorenz nevéhez fűződik, aki 1963-ban megjelent munkájában a globális időjárás előrejelzés fejlesztését fejtegette. Elmélete szerint a globális időjáráselőrejelzés két hét időelőnyvel is megvalósítható lenne a trópusi konvekció minél pontosabb parametrizálása által. Ez a hipotézis volt az alapja az Afrika keleti részén, a trópusi Atlanti-óceánon végrehajtott globális légköri kutatási programnak. A projektben 20 ország 12 kutató repülőgépe és 40 kutatóhajója vett részt. A *GATE*-nek köszönhetően új ismereteket születtek a

termodinamika, a csapadékképzési mechanizmusok, a konvektív légmozgások (fel- és leáramlások), mikrofizikai- és dinamikai folyamatok, illetve a nagyobb skálájú mozgásrendszerek terén is. A megfigyelt felhőrendszerek jelentős részét lineáris-, illetve nem-lineáris MKR-ek alkották, ezáltal a zivatarláncokat érintő kutatásokhoz is rendkívüli ismeretanyagot szolgáltatottak a mérések.

A squall lineok belső strukturális félépítését, a bennük végbemenő fel- és leáramlásokat és a legfőbb áramlási rezsimeket bemutató sematikus ábra *Houze* (1989) nevéhez fűződik. *Houze* eredményeit dolgozatom 3.3.1 fejezetében részletesen ismertetem. Az 1980-as és 1990-es évektől fokozatosan ismerték meg a zivatarláncokat jellemző környezeti áramlási viszonyokat, felismerve ezzel az alacsonyszintű szélnyírás és a talajon szétterülő hideg légtest jelentőségét. A dolgozatomban a 3.3.2 fejezetben említésre kerülő RKW-teória 1988-ban jelent meg. A cikk részletesen taglalja, hogy a szélnyírás és a hideg légtest egymáshoz való viszonyától függ a feláramlás megdőlése, és ebből következően a zivatarlánc struktúrája, élettartama, intenzitása.

Jelen dolgozatom 4. fejezetében bemutatásra kerülő kutatói munkám alapját *Parker és Johnson* 2000-ben publikált cikke jelentette. Az 1996 és 1997 közötti időszakban az Amerikai Egyesült Államok területén kialakuló zivatarláncokat osztályozták a réteges csapadékú terület és a magas reflektivitású konvektív vonal egymáshoz viszonyított elhelyezkedése alapján. Ezek alapján megkülönböztettek *TS – előoldali sztratiform*, *LS – hátoldali sztratiform*, és *PS – párhuzamos sztratiform* zivatarláncokat. Munkájukban a squall lineokat kialakító makro- és mezoszínoptikai helyzeteket, instabilitási paramétereket és a rendszerek környezetében jelentkező szélprofilokat is megvizsgálták. Emellett az egyes rendszertípusok közötti átalakulásokat is feljegyezték. Eredményeik úttörőnek bizonyultak a squall line kutatás terén, amelyeket az ezredforduló első évtizedében szimulációkkal is alátámasztották. Eredményeiket dolgozatom 3.4 fejezetében részletesen ismertetem.

Dolgozatom elkészítésében *Horváth és Geresdi*, 2001-ben publikált cikke is inspirációt jelentett, amelyben a Kárpát-medence térségére jellemző veszélyes időjárási jelenségeket – köztük természetesen a zivatarláncokat – vizsgálták meg kialakulási módjaik és az őket kialakító jellemző időjárási helyzetek alapján. Munkájukban három klasszikus, térségünkre jellemző squall line keletkezési módot különítettek el (északnyugati irányból érkező, hullámzó frontrendszer; délnyugati irányból érkező hullámzó frontrendszer speciális melegszelekttorral, mediterrán ciklonok összeomló melegszelekttora).

Az MKR-ek és ezáltal a zivatarláncok vizsgálata nem csak a múltban és napjainkban, de a jövőben is meghatározó lesz a meteorológiában. A mai napig rengeteg esettanulmány

és modellszimuláció kapcsolódik hozzájuk, ezáltal újabb ismereteket szereztve ezekről a veszélyes időjárási jelenségekről. Kutatásuk a hazai gyakorlatban is nagy jelentőséggel bír, hiszen Európát tekintve a Kárpát-medence térsége számít az egyik legaktívabb zivataros régiónak (*Taszarek et al., 2019*). A kialakulásukhoz szükséges dinamikai, hőmérsékleti, nedvességi és a környezeti szélprofilból eredő adalékokat részben már ismerjük, de nem tudjuk, hogy a fokozódó légszennyezésből eredő megnövekedő légköri aeroszol tartalom, illetve a globális felmelegedés által megváltozó tájöldrajzi viszonyok miként befolyásolják ezen veszélyes jelenségek kialakulását, megjelenését (*Houze, 2018; Liu és Zipser, 2013*).

2. Zivatarok kialakulása, a légköri konvekció

Zivatarok kialakulásának folyamata a légköri konvekcióhoz köthető. Konvekciónak nevezzük a légkörben lezajló olyan folyamatokat, amelyek erőteljes, koncentrált vertikális feláramlásokkal járnak (Horváth, 2007). Ilyenek például a szabad szemmel nem látható termikek, a tropopauzáig is felnyúló hatalmas zivatarfelhők, de akár a több száz kilométer hosszú zivatarláncok is.

A konvektív folyamatok a karakterisztikus méretskálát tekintve, a mikro- és a mezoskálát ölelik fel. A mezoskálát további három részre bonthatjuk (Orlanski, 1975):

- mezo- α (200–2000 km kiterjedésű mozgásrendszerek)
- mezo- β (20–200 km kiterjedésű mozgásrendszerek)
- mezo- γ (2–20 km kiterjedésű mozgásrendszerek).

A 2 kilométernél kisebb folyamatokat a mikroskála írja le (Orlanski, 1975)

- mikro- α (2 km–200 m kiterjedésű mozgásrendszerek)
- mikro- β (200–20 m kiterjedésű mozgásrendszerek)
- mikro- γ (20–2 m kiterjedésű mozgásrendszerek).

A konvektív felhőképződés beindulásához alapvetően három összetevő szükséges: légköri instabilitás (megfelelő függőleges hőmérsékleti rétegződés), légnedvesség és emelés (Johns és Doswell, 1992; Doswell, 1987). A fejezet további részeiben ezen összetevők bemutatásával foglalkozom.

A konvekció hajtóereje a légköri instabilitás, vagy más néven labilitás. A labilitást voltaképpen a légkör függőleges hőmérséklet-változása határozza meg. Az emelkedő légelemre mindaddig pozitív felhajtóerő hat, amíg az környezetétől melegebb. Könnyű tehát belátni, hogy minél nagyobb mértékben csökken a környezet hőmérséklete a magassággal, annál nagyobb pozitív felhajtóerő fog hatni a légrézre, ha a részecske hőmérséklete kisebb mértékben csökken a környezeti profilhoz képest. Az ilyen állapotot labilis légállapotnak nevezzük. A második fontos hozzávaló a légnedvesség. Ha az emelkedő légréz kellően magas nedvességtartalommal rendelkezik, abban az esetben (a magassággal történő hőmérséklet-csökkenés következtében) egy bizonyos magassági szint elérését követően megkezdődik a vízgőz kicsapódása, azaz a kondenzáció. A kicsapódó vízgőzből felszabaduló látens hő melegíti a légelemet, ami tovább növelheti a felhajtóerő nagyságát. A kondenzáció következtében az eddig száraz adiabatikusan emelkedő légréz pszeudo-

nedves adiabatikusan emelkedik tovább (mindez azt jelenti, hogy a légréteg hőmérsékleti profilja a termodinamikai diagramon a száraz adiabata helyett a pszeudo-nedves adiabatát követi). Azt a szintet, ahol a telített légelem vízgőz tartalma kikondenzálódik és megindul a felhőképződés, *LCL*-nek (*Lifted Condensation Level*), azaz emelési kondenzációs szintnek nevezzük. (Horváth, 2007). Azt a szintet, amelytől kezdve a környezet hőmérséklete kisebb lesz, mint az emelkedő légrétegé, *LFC*-nek (*Level of Free Convection*), azaz szabad konvekciós szintnek nevezzük (Bluestein, 2013).

Az *LFC* szinttől kezdve már a környezet végez munkát az emelkedő légelemen egészen *EL* szintig (*Equilibrium Level*), azaz kiegyenlítési szintig (Horváth, 2007).

Mindebből következik, hogy az *LFC* és az *EL* szint közötti terület adja meg, hogy a légkör mennyi munkát tud végezni az emelkedő részecskén. Ennek a munkának az angol elnevezése *CAPE* (*Convective Available Potential Energy*), azaz konvektív hasznosítható potenciális energia (Bluestein, 2013), amely a légköri labilitás egyik legjellemzőbb mérőszáma.

$$CAPE = \int_{LFC}^{EL} g \frac{T'_v - T_v}{T_v} dz \quad (1.)$$

Ahol T'_v az emelkedő légréteg virtuális hőmérséklete, T_v pedig a környezet virtuális hőmérséklete.

Mint ahogy a képletből is látható, a *CAPE* meglehetősen erősen függ attól, hogy az adott részecske melyik szintről, milyen hőmérsékletű és nedvességű rétegből indítjuk, hiszen ezáltal az *LFC* és az *EL* magassága és az emelkedő részecske virtuális hőmérséklete is változik. Mivel napközben erőteljes átkeveredés megy végbe a planetáris határrétegben és a légelemek sem feltétlenül talajközeli rétegből indulnak, ezért megalkották az úgynevezett *MLCAPE* indexet (*Mixed-Layer CAPE*, vagy *Mean-Layer CAPE*), azaz kevert rétegű *CAPE*-t (Bluestein, 2013). Ekkor a részecske az alsó 1 km átlagolt nedvességi és hőmérsékleti értékeiből indul.

A labilitás egy másik mérőszáma az úgynevezett *MUCAPE* (*Most Unstable CAPE*), azaz leglabilisabb *CAPE*. Az index lényege, hogy az emelkedő légréteget több, különböző magassági szintből indítjuk (Bluestein, 2013), kiszámoljuk minden egyes esetben a *CAPE*-t és a maximális értéket tartjuk meg. Előnye, hogy az ún. emelt konvekciós helyzeteknél is jó információt nyújt a légkör instabilitásáról, amikor a konvekció nem a talaj közeléből, hanem magasabb szintekről indul.

Az instabilitás egy másik mérőszáma a *Lifted Index (LI)* (Galway, 1956). Az LI értékének meghatározásánál az emelkedő légréteg és a környezet hőmérséklet különbségét egyetlen nyomási szinten, az 500 hPa-os föizobár szinten vizsgáljuk.

$$LI = T_{K500} - T_{L500} \quad (2.)$$

Ahol T_{L500} az emelkedő légelem hőmérséklete az 500 hPa-os föizobár szinten, T_{K500} pedig a környezet hőmérséklete az 500 hPa-os föizobár szinten.

A Lifted Index egy továbbfejlesztett változata az úgynevezett *BLI (4-Layer Best Lifted Index)*, azaz leglabilisabb emelési index. A némiképp a MUCAPE-hez hasonló kiindulási elven működő mérőszám lényege, hogy a légréteget az adott időjárási modell legalsó négy szintjéről külön-külön indítja, s mindegyikre meghatározza a környezetéhez viszonyított (500 hPa-os nyomási szinten) hőmérséklet-különbséget. Amelyik esetben a legkisebb számot kapja, azt tekinti a leglabilisabbnak (Fujita et al., 1970). Előnye a LI-hez képest, hogy nem csak a felszínről induló konvekciót, hanem a magasabb szintről indított légelemet is figyelembe veszi, ezáltal az emelt konvekciós helyzeteknél is jó információt nyújt a légköri instabilitásáról.

A Lifted Indexre megalkotott küszöbértékek:

- 2 °C felett: zápor, zivatar nem valószínű
- 0–2 °C: zápor, nem heves zivatar kis eséllyel előfordulhat
- -2–0 °C: zivatar kialakulása valószínű
- -4– -2 °C: zivatar kialakulása nagy valószínűséggel, akár heves események is
- -4 °C alatt: heves zivatar kialakulása nagy valószínűséggel

Láthattuk, hogyan lehet a légköri instabilitást számszerűsíteni, azonban a fent ismertetett paraméterek nem veszik figyelembe a légkör magasabb rétegeinek nedvességi viszonyait. E célból szolgálja az ún. *K index* (továbbiakban *KI*), amely az alábbi képlettel áll elő:

$$KI = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700}) \quad (3.)$$

Ahol T_{850} a 850 hPa-os nyomási szint hőmérséklete, T_{d850} a 850 hPa-os nyomási szint harmatponti hőmérséklete, T_{500} az 500 hPa-os nyomási szint hőmérséklete, T_{700} a 700 hPa-os nyomási szint hőmérséklete, illetve T_{d700} a 700 hPa-os nyomási szint harmatponti hőmérséklete (George, 1960).

Jól látható, hogy a 850 és 500 hPa-os föizobárok hőmérsékleti különbségéből származtatja a labilitást, a nedvességet pedig a 850 és 700 hPa-os nyomási szinten vizsgálja. Ez utóbbi jelenti a paraméter előnyét, hiszen a nedvességi viszonyokat is számításba veszi

az említett szinteken. Hátránya azonban épp ebből adódik, hiszen semmit sem mond a 850 hPa nyomási szint alatti légállapotról, ahonnan a konvekció döntő többségében indul.

E probléma megoldására született meg a *Thompson index* (továbbiakban *TI*), amely a KI és a BLI különbségéből áll elő, ezáltal mindkét index tulajdonságait ötvözi (*Haklander és Van Delden, 2003*).

$$TI=KI-BLI \quad (4.)$$

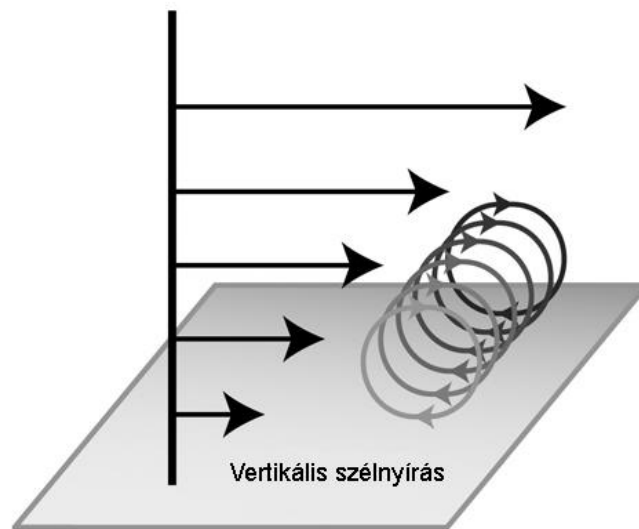
A TI-re megalkotott küszöbértékek:

- 25 °C alatt: zivatar kialakulása nem valószínű
- 25-29 °C: zápor, gyenge zivatar kialakulása kis eséllyel
- 30-34 °C: zivatarok kialakulása valószínű
- 35-39 °C: zivatarok kialakulása valószínű, amelyek közül néhány intenzív lehet
- 40 °C felett: heves zivatarok kialakulása nagy valószínűséggel

A harmadik hozzávaló az *emelési kényszer*. Az emelés elősegítheti, hogy az emelkedő légréteg a szabadkonvekciós zónába kerüljön, s ezáltal meginduljon a zivatarfelhő képződése. Az emelési kényszer leggyakoribb formája az összeáramlási-, vagy másnéven *konvergencia* zóna. A konvergencia kialakulásának több oka is lehet. Kialakulhat orografikus módon: a domborzat napközi hegy-völgyi cirkulációjának köszönhetően, melynek hatására a hegy minden oldalán felfelé áramló, ezáltal konvergens áramlatok alakulnak ki. Megjelenhet hidegfrontok mentén is: a front előterében lévő délnyugatis, délies és a frontot követő északnyugatis, északias áramlásnak köszönhetően, amely a front vonala mentén összeáramlási zónát idéz elő. Konvergencia a zivatarokból kiáramló hideg légtömeg és a környezeti szélnyírás által generált horizontális tengelyű örvényességéből is származhat (*Horváth, 2007*). Összeáramlási zóna ciklonok melegszektorában, a hidegfrontok előterében is kialakulhat, amely a zivatarláncok kialakulásának szempontjából nagyon fontos tényező. Mindezt a második fejezetben fogom bővebben kifejteni.

Bár a konvektív folyamatok beindulásához nem szükséges tényező, a zivatarcellák fejlődése során nagyon fontos szerepet kaphat a *szélnyírás*. A szélnyírás alapvetően határozza meg a zivatarok szervezettségét, élettartamát, illetve intenzitásukat. Szélnyírásról akkor beszélhetünk, ha a szél sebessége és/vagy iránya változik a magassággal. Könnyű belátni, hogy az ilyen fajta magassággal történő szélváltás horizontális tengelyű örvényességet generál (*1. ábra*). Amennyiben egy zivatarfelhő kellően erős feláramlással rendelkezik, a szélnyírás által generált horizontális tengelyű örvényességet könnyen vertikális tengelyűvé állíthatja fel, ezáltal kialakítva egy örvénypárt a feláramlás körül. A

szakirodalom erre a mechanizmusra a tilting, azaz örvénydőlés kifejezést alkalmazza (Bluestein, 2010). Az ily módon vertikális tengelyűvé vált örvényekben a nem-hidrosztatikus nyomási járulékokon keresztül feláramlások generálódnak.



1. ábra: A szélnyírás által generált horizontális tengelyű örvényesség. Az ábra csak a magassággal történő szélsébség-változást mutatja, az irány állandó. (Forrás: Markowski és Richardson, 2006).

Összességében tehát megállapíthatjuk, hogy a szélnyírás erősítő tényezőként jelenik meg a már kialakult konvekció esetében. Fontos azonban megemlíteni, hogy a magas szélnyírási értékek csak a megfelelően erős feláramlások esetén tudják támogatni a konvekciót. A gyengébb feláramlásokat könnyen szétzilálhatja az erős szélnyírás, növelve a feláramlási csatornába történő bekeveredést, amely akár a mélykonvekció megszűnését is eredményezheti (Horváth, 2007).

3. Mezoléptékű konvektív rendszerek

A fentiekben láthattuk, hogy mik azok a nélkülözhetetlen komponensek, amelyek a zivatarok kialakulásához szükségesek. A természetben azonban gyakori, hogy a zivatarfelhők nem izoláltan alakulnak ki, hanem rendszerbe szerveződnek. Soron következő fejezetemben röviden ismertetem a zivatarok osztályozását és sorra veszem az egyes zivartípusokat. Ezt követően kitérek a rendszerbe szerveződés lehetséges módusaira, bemutatom a zivatarláncok belső strukturális felépítését, majd az egyes zivatarlánc típusok osztályozásával zárom a fejezetet.

3.1 A zivatarok osztályozása, zivartípusok

A zivatarok osztályozásának alapját a zivatarcella, mint alapvető egység jelenti, amely egy feláramlásból és a hozzá tartozó leáramlásból áll. A különböző légköri viszonyok azonban különböző típusú zivatarok kialakulásának kedveznek.

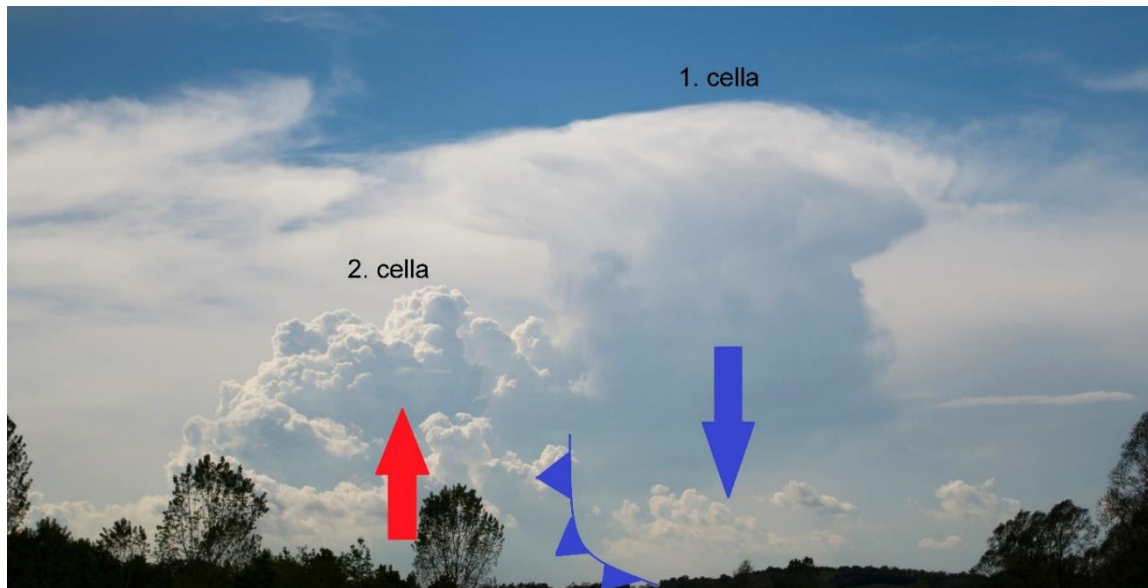
3.1.1 Egycellás zivatarok

A légtömegben belüli, gyenge szélnyírásos környezetben kialakuló zivatarokat egycellás zivataroknak nevezzük. Az egycellás zivataroknak 3 életstádiumát szokás elkülöníteni: az első a fejlődő stádium. A fejlődő stádiumban az apró termikek elérik a CCL (cumulus kondenzációs) szintet, s megjelennek az első gomolyfelhők, az úgynevezett szépítő-gomolyfelhők, latinul *Cumulus humilis*-ek (*Cu hum*). A markánsabb feláramlásoknak köszönhetően a kialakult gomolyos szerkezetű felhő még magasabbra tör a troposzférában. Ekkor már tornyos gomolyfelhőnek, latinul *Cumulus congestus*-nak (*Cu cong*) nevezzük. Az érett fázisban a felhő elektromosan aktívvá válik, tehát megjelenik a villámtevékenység és megindul a csapadékhullás. Az egyre fokozódó leáramlás idővel elvágja a beáramlás utánpótlását és a zivatar fokozatosan leépülő, idegen szóval disszipációs fázisba kerül.

Az egycellás zivatarok gyenge szélnyírásos környezetben alakulnak ki. További jellemzőjük, hogy a magassági átlagszél irányával megegyező irányban haladnak, élettartamukat tekintve ritkán érik el a 60 percet, horizontális kiterjedésük pedig 2–20 km közötti (*Bluestein, 1993*).

3.1.2 Multicellás zivatarok

Bár a légkörben rendre kialakulnak egycellás zivatarok, jóval gyakoribb az az eset, hogy a konvektív képződmény több, egymás után elhelyezkedő, különböző fázisban lévő (épülő, fejlett és leépülő) zivatarcellából áll. Az ilyen zivatarfelhőket *többscellás*, vagy *multicellás zivataroknak* nevezzük. A multicellás zivatarok már nem csak légtömegben belül, hanem légtömegek között, tehát frontokhoz kapcsolódóan is megjelenhetnek (*Bluestein, 2013*). Kialakulásuk legfőbb oka, hogy a zivatarból leáramló és a talajon nagy sebességgel szétterülő hideg légtest (*cold pool*) kifutófrontot, idegen szóval *gust frontot* hoz létre, amely egy újabb zivatar kifejlődését *triggereli*. Ennek következtében a leépülő zivatarfelhő közvetlen közelében egy új cella alakul ki (2. ábra). Fontos azonban megemlíteni, hogy a kifutófront által generált örvényesség ferde feláramlást hoz létre, amely a konvekció szempontjából kevésbé hatékony, mint a tökéletesen függőleges irányú feláramlás (*Seres, 2014*). Itt kap szerepet a szélnyírás, mint a konvekció szervezettségét befolyásoló tényező. Mint láthattuk, a szélnyírás alacsony szinten horizontális tengelyű örvényességet generál. Ha a szélnyírás ideális mértékű, akkor az általa létrehozott örvényesség egyensúlyt tart a kifutófront örvényességével, amely így közel függőleges irányú vertikális feláramlást eredményez. A túl nagy szélnyírás azonban nem ideális, mert az általa kialakult örvényesség dominánsabb lesz a két örvénypár közül, ami szintén ferde feláramláshoz vezet. A szélnyírás emellett a multicellás zivatar hevedését is befolyásolja. Növekedésével az új cellák általában egyre közelebb keletkeznek az eredeti cellához képest. Ha az egyes cellák feláramlási csatornái térben kellően közel helyezkednek egymáshoz, akkor egységes, nagy kiterjedésű feláramlási régió jöhet létre, ami következtében csökken a bekeveredés mértéke. Emiatt a nagyobb kiterjedésű, egységes feláramlásokban nagyobb vertikális sebességek alakulhatnak ki. Az intenzívebb feláramlás miatt viszont több csapadékelem keletkezik, ami a csapadékintenzitás növekedéséhez vezet, továbbá fokozhatja a leáramlásokat és a kifutószelek erejét. A nagyobb vertikális sebesség a jégszemek növekedésére is kedvező hatással van. Meg kell említeni, hogy multicellás zivatarok esetében a feláramlásokat az ún. *nem-hidrosztatikus nyomási járulékok* is fokozhatják.



2. ábra: A kép jól szemlélteti azt az állapotot, amikor az első cella kiáramlásdominánsá válik, s ezzel egyidőben kifutófrontja mentén megindul egy újabb cella keletkezése. (A fotót készítette: Komjáti Kornél, 2017.05.03., Balassagyarmat)

A multicellás zivatarok emiatt hevesebbek, erősebbek, mint egycellás társaik. Ahogy a fentiekben láthattuk, a multicellás zivatarok esetében már nagyobb szerepet kap a szélnyírás, mint az egycellás társaik esetében. Élettartamukat tekintve a rendszer akár órákig is, a tagok külön-külön legfeljebb 30–45 percig – akárcsak az egycellás zivatarok esetében – maradnak életben. Ami a mozgásukat illeti, az új cellák a környezet szélnyírási vektorának irányában alakulnak ki, míg a cellák haladási irányát a zivatarok teljes vertikumára vett átlagszél vektora jelöli ki, így a multicellás rendszer maga a két vektor eredőjének irányában helyeződik át (*Markowski és Richardson, 2010*).

3.1.3 Szupercellás zivatarok

A harmadik csoportot alkotják a szupercellás zivatarok, vagy röviden szupercellák. A felsorolt három típus közül a szupercellák a leghevesebbek és a leghosszabb ideig életben maradó zivatarfelhők. Jellemzőjük, hogy forgó feláramlással, úgynevezett *mezociklon*-nal rendelkeznek. A mezociklon egy mély, 3–8 km széles vertikális tengelyű örvény, amely a vertikális feláramlás jelentékeny részére (nagyjából a felére) kiterjed és örvényessége meghaladja a 10^{-2} s^{-1} -ot (*Markowski és Richardson, 2010*). Szupercellák kialakulásához az első fejezetben felsorolt konvektív komponenseken (légköri instabilitás, légnedvesség, emelés) túl a szélnyírásra is nagy szerep hárul.

A szupercellás zivatarok akár több órán keresztül is életben maradhatnak¹, miközben rövid idő alatt nagy mennyiségű csapadékot, jégesőt, szélviharokat, de akár tornádót is produkálhatnak. További jellemzőjük a zivatarcella vertikumára vett átlagszélhez képest (az északi féltekén többnyire jobbra) kitérő mozgás.

3.2 A zivatarok rendszerbe szerveződése

A zivatarrendszerek egyfajta multicellás képződménynek tekinthetők, amelyek állhatnak akár szupercellás tagokból is. A legalább 3 óráig fennmaradó mezométerű (mezo- β , de akár mezo- α) zivatarrendszereket Mezőléptékű Konvektív Rendszereknek (továbbiakban: MKR) nevezzük (*Parker és Johnson, 2000*).

Az MKR-eket a műhold-, illetve a radarképeken tapasztalt alakjuk szerint is csoportosíthatjuk. Összességében azonban azt mondhatjuk, hogy két nagy csoportját különítjük el az MKR-eknek, ezeket nem-lineáris- és lineáris MKR-eknek szokás nevezni.

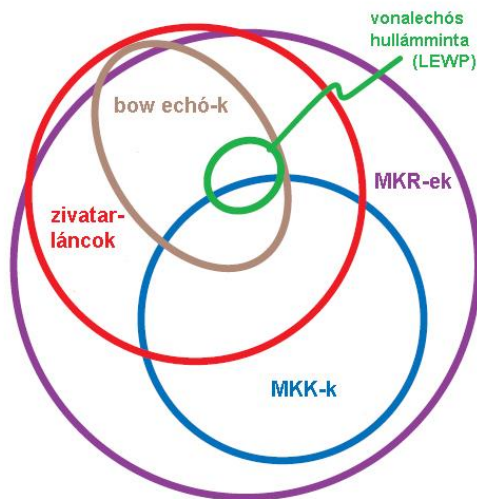
3.2.1 Nem-lineáris MKR-ek

Nem-lineáris MKR-ről akkor beszélhetünk, ha műholdas, vagy radaros azonosításuk során a zivatarok többnyire szabálytalan alakú csoportosulást alkotnak (*Seres, 2014*), s rájuk a fejezet bevezető részében megfogalmazott kritériumok teljesülnek. Előfordul azonban, hogy a zivatarok gömbölyded alakba rendeződnek. Ebben az esetben is a nem-lineáris csoportba soroljuk őket. Megnevezésükre a *Cirkuláris Mezőléptékű Konvektív Rendszer* (továbbiakban *CMKR*) elnevezés használatos.

Ha pusztán csak a műholdképes azonosítást vesszük alapul, a szakirodalom számon tartja egy speciális típusát is a MKR-eknek, a *Mezőléptékű Konvektív Komplexumok*-at (továbbiakban *MKK*). Az MKK-ra egzakt definíció vonatkozik: a műholdképeken kerekded, vagy ellipszis alakú képződményként azonosítható MKR-eket, amelyeknél a -32 °C hőmérséklettel rendelkező felhőtető területe eléri a 100000 km^2 -t és a -52 °C hőmérsékletű felhőtető területe eléri az 50000 km^2 -t, s mindez fennáll legalább 6 óráig, MKK-nak nevezzük (*Maddox, 1980*). Radarképes azonosításuk során az egyes MKK-k intenzív konvektív régiója sokszor lineáris radarjelet is produkálhatnak a műholdképpel ellentétben. Az MKK-k általában nem túl erős ciklonok melegszektorában alakulnak ki (*Bodolainé és Tanczer, 2003*), amelyekben jól fejlett *meleg-nedves szállítószalag* (továbbiakban *MNSZ*) analizálható. A kifejlett MKK esetében lassú, ciklonális irányítottágú forgó mozgás

¹ A szakirodalomban szereplő definíció alapján a szupercellákra vonatkozó élettartam alsó határát egy órában határozták meg (*Markowski és Richardson, 2010*)

figyelhető meg közép-troposzférikus szinten (Seres, 2014). A hatalmas kiterjedésű komplexumok életútjuk során heves esőzéseket, szélviharokat, de akár tornádókat is okozhatnak.



3. ábra: A mezoskálájú konvektív rendszerek osztályozása és az egyes kategóriák egymáshoz való viszonya Venn-diagramon (Markowski és Richardson, 2010).²

3.2.2 Lineáris MKR-ek

A lineáris, vagy vonalas MKR-ek (továbbiakban *VMKR*) konvektív cellákból álló folytonos, vagy közel folytonos vonalat alkotó mezoskálájú képződmények. Kialakulásukat két nagy csoportra bonthatjuk.

Az első típusba azok a rendszerek tartoznak, amelyek kezdetben csak egy (esetenként több) izolált zivatarcellából állnak, majd a belőlük kiáramló és a talajon szétterülő, csapadék által hűtött hideg légtest (*cold pool*) hatására a légtest haladási irányával megegyezően új cellák alakulnak ki. A cellaterjedés folyamatát idegen szóval *propagációnak* is szokás nevezni. Erre a folyamatra az angol szakirodalomban az *upscale growth*, azaz *magasabb méretskálára való terjeszkedés* kifejezést használják (Bluestein, 2013). A legtöbb esetben ezek a rendszerek az őket kialakító trigger hatással párhuzamosan fejlődnek.

A második típusba tartozó rendszerek kialakulásában valamilyen nagyobb skálájú trigger játszik szerepet. Ilyen hatás lehet például egy hidegfront, vagy egy hosszan elnyúló, tartós konvergenciavonal. Ebben az esetben a zivatarlánc fő vázát többnyire izolált, erősebb cellák alkotják, amelyek rendszerré szerveződnek. Jellemzőjük, hogy a rendszer haladási vektora a triggerhatásra merőleges.

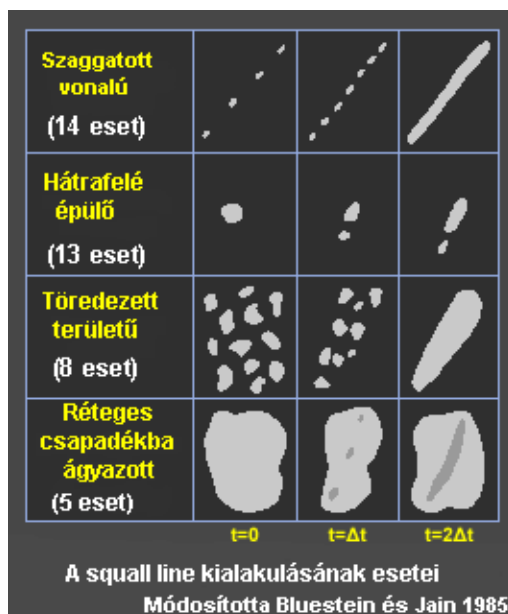
² A bow echók (ívbe hajló zivatarláncok) és a bow echók sorozatából összeálló LEWP-k jellemzése nem képezi jelen dolgozat tárgyát.

Összességében elmondható, hogy az igazán veszélyes, károkozó heves eseményeket produkáló rendszerek a második típusba tartoznak.

A zivatarláncokat csoportosíthatjuk aszerint is, hogy *légtömegben belül* (ekkor a zivatarrendszer a frontok melegszektorában, ritkábban a frontok mögötti „hidegszektorban” alakulnak ki, valamilyen kényszerhatás következtében), vagy *frontok határán* alakulnak ki. Ekkor a vonalba rendeződés magának a frontnak a vezetőélén történik és a kialakult zivatarrendszer a fronttal együtt halad (*Bodolai és Bodolainé, 1981*).

3.3. Zivatarláncok kialakulása, felépítése, belső struktúrája:

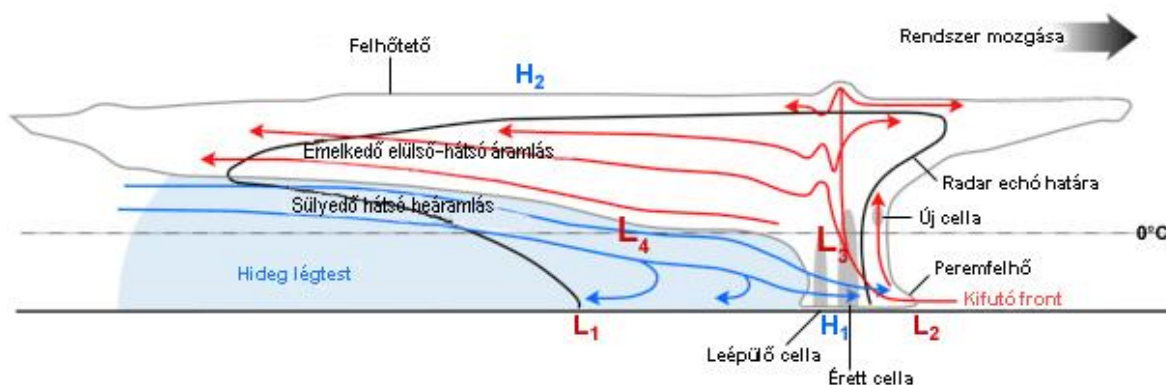
A fentiekben láthattuk, hogy a zivatarláncok kialakulásának két fő módszere van. Az első típusba tartozó – tehát a légtömegben belül kialakuló – squall lineok keletkezési módjait *Bluestein és Jain* vizsgálták 1985-ben megjelent cikkükben (4. ábra). A vizsgálat időtartama az 1971 és 1981 közötti időszakot ölelte fel Oklahoma állam területén belül, s összesen 41 esetet kategorizáltak 4 különböző kialakulási osztályba. A felosztás első csoportjába a *szaggatott vonalú* zivatarláncok kerültek, amelyek kezdetben különálló, izolált cellákból álltak, amelyek fokozatosan rendszerré alakultak. A legtöbb eset (14) ebbe a csoportba került. A második csoportot a *hátrafelé épülő* zivatarláncok alkották. Ebben az esetben a kezdeti izolált cella mögött alakultak ki az újabb zivatargócok. A harmadik csoportba tartozó zivatarláncok a *töredezett területű* megnevezést kapták, míg a negyedik csoport a *réteges csapadékba ágyazott* rendszereket tartalmazta.



4. ábra: Bluestein és Jain által felállított zivatarlánc keletkezési kategóriák. A vizsgálat ideje alatt összesen 41 esetet kategorizáltak. A legnagyobb esetszám (14 és 13) a szaggatott vonalú és hátrafelé épülő csoporthoz tartozott. (Forrás: szupercella.hu Bluestein és Jain, 1985 nyomán)

3.3.1 A zivatarláncok belső struktúrája

Az előző fejezetben láthattuk, hogy a zivatarláncok vázát általában multicellás zivatarok alkotják, de esetenként – környezeti feltételektől függően – szupercellás tagok is megjelenhetnek a rendszerben. Belső struktúrájukról, felépítésükről és rendszeren belül működő áramlási viszonyokról először 1989-ben Houze *et al.* készítettek konceptuális modellt (5.ábra).



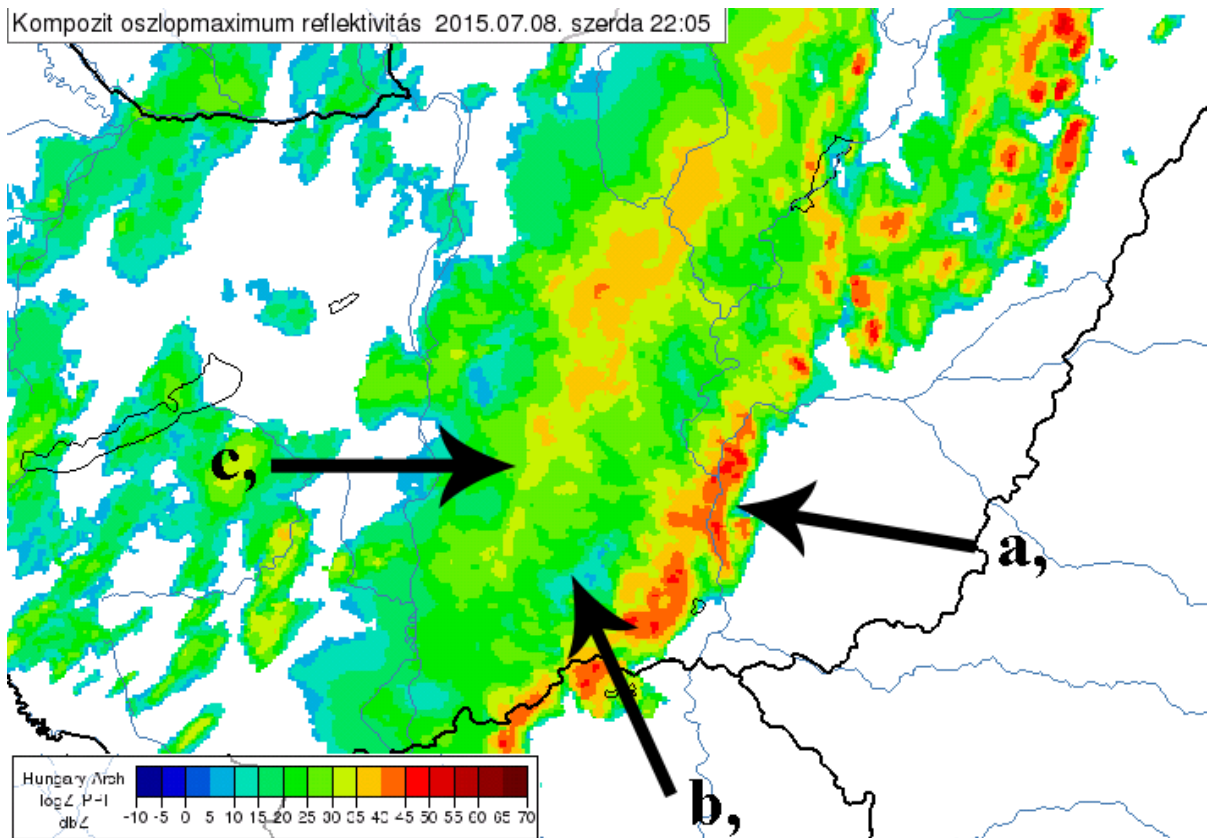
Houze et al. 1989

5. ábra: Egy zivatarlánc függőleges keresztmetszetének konceptuális modellje. A szürkével jelölt területek (Leépülő-, érett cella) jelölik a legmagasabb reflektivitású területeket, amelyek a rendszer vezető élén helyezkednek el, míg a fehérrel jelzett területek a sztratiform csapadékszót jelölik. (Forrás: faculty.luther.edu Houze et al., 1989 nyomán)

A zivatarláncok szerkezetét három fő régióra oszthatjuk. A magas reflektivitású vezető élre, az átmeneti zónára és a másodlagos reflektivitási maximumot mutató területre (ez utóbbi két területet összefoglaló néven sztratiform régiónak nevezzük). A magas reflektivitású vezető él („a” jelű terület a 6. ábrán) kialakulása az érett és leépülő stádiumban lévő cellákhoz köthető. A cellák kiáramlásának határán megjelenik az ún. zivataros kifutófront (*gust front*), amely megemeli a rendszer előterében elhelyezkedő nedves, meleg levegőt, ezáltal triggereli az új konvektív cellákat. Az érett, illetve leépülő stádiumban lévő cellák mögött található az átmeneti zóna, amely egy alacsony reflektivitású területként azonosítható a radarképeken („b” jelű terület a 6. ábrán). Kialakulása első sorban a közép- és felső troposzférikus szinten megjelenő süllyedő légmozgásnak köszönhető (*Braun és Houze, 1994*).

A vezető élen létrejövő heves feláramlás az apróbb hidrometeorokat gyorsan a magasabb régiókba juttatja, mivel azok nem képesek kihullani a kis határsebességük következtében. Az egyre inkább horizontálissá váló áramlás következtében ezek a hidrometeorok a rendszer hátsó régióiba szállítódnak, kialakítva a réteges csapadék zónáját, amely másodlagos reflektivitási maximumként jelentkezik a radarképeken. („c” jelű terület a 6. ábrán).

A zivatarláncokat két fő áramlási rezsím jellemzi. Az egyik, amely a fent említett mechanizmus révén a rendszer előteréből a zivatarlánc hátsó traktusába szállítja a hidrometeorokat (*emelkedő elülső–hátsó áramlás*, angolul *ascending front-to-rear flow*) (5. ábra). A másik fő áramlási rezsím a zivatarláncokban az ún. *hátoldali jet*, vagy *süllyedő hátsó beáramlás* (angolul *rear inflow jet*, vagy *descending rear inflow*), amely közvetlenül a fentiekben tárgyalt áramlás alatt jelenik meg, irányultsága pedig azzal ellentétes. Kialakulásában több tényező is részt vesz. Az egyik leglényegesebb, a talajszinten haladási iránnyal ellentétes irányba szétterülő hideg légtömeg (*cold pool*) és az általa generált horizontális tengelyű örvényesség (7.c ábra), valamint a magasban, a rendszer hátoldalán felszabaduló látens hő következtében kialakuló, szintén baroklin eredetű horizontális tengelyű örvényesség, amely ellentétes előjelű a *cold pool* örvényességéhez képest. Ez a két örvénypár generálja a rendszer hátoldala felől az elülső régióba történő erőteljes áramlást, amit *hátoldali jet*nek nevezünk (*Markowski és Richardson, 2010*). A hátoldali jet gyakran nagy szélességekkel kísért áramlás.



6. ábra: Egy zivatarlánc régióit bemutató radarkép kivágat az Országos Meteorológiai Szolgálat 1 km-es kompozit radarképéről (2015.07.08.). Az *a*, jelölésű terület a rendszer magas reflektivitású vezető élét, a *b*, jelölésű az átmeneti zónát, míg a *c*, jelölésű a másodlagos reflektivitású maximumot hivatott jelölni.

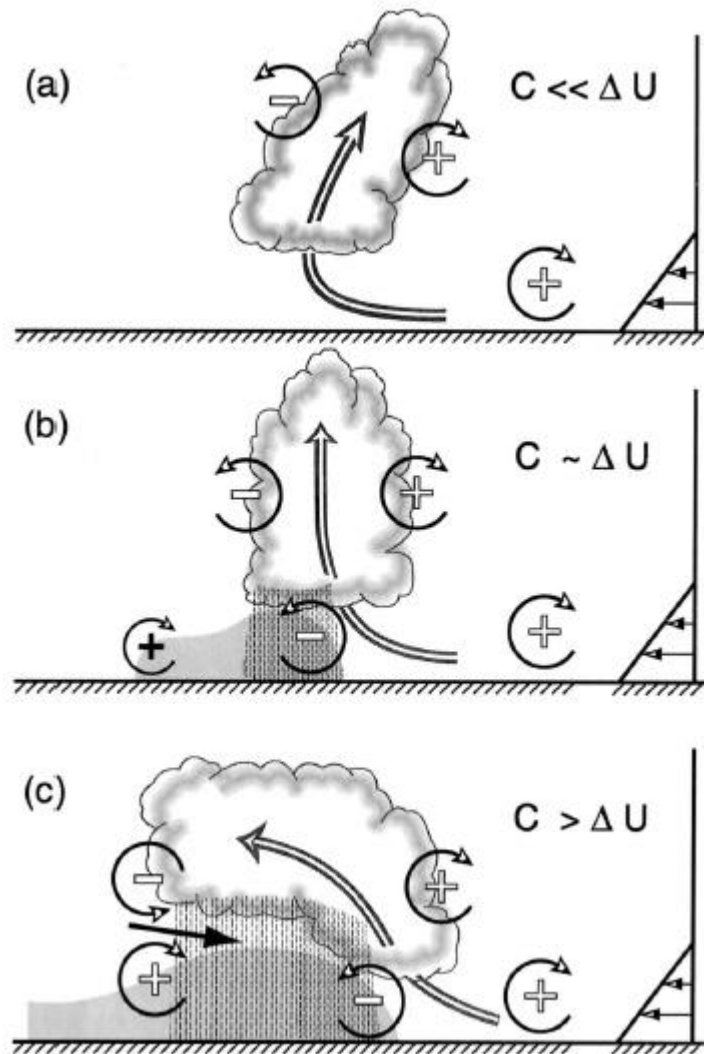
3.3.2 A zivatarláncok és a szélnyírás kapcsolata

Az előző fejezetben láthattuk, hogy a szélnyírás jelentős szerepet játszik abban, hogy milyen típusú zivatarcellák alakulnak ki. Zivatarláncok esetében is nagyon fontos tényező a szélnyírás, legfőképp az alacsony szintek (pl. 0–2,5 km) szélnyírási viszonyai (*Markowski és Richardson, 2010*). A szélnyírás befolyásolja fejlődésüket, szerveztségüket és élettartamukat is. Azonban *Bluestein 1985*-ben megjelent cikkében azt fejtegeti, hogy a zivatarláncok irányultsága a különböző szintek szélnyírási vektoraival különböző szögeket zár be. Pontosabban, a zivatarláncok általában a 0–1 km-es szélnyírási vektorral megegyező irányban alakulnak ki, középszinten jelentkező szélnyírási vektorral nagy szöget, míg a magasabb szintek szélnyírási vektoraival 30–40 fokos szöget zárnak be.

Általánosságban elmondható, hogy a zivatarláncot alkotó cellák az alacsonyszintű szélnyírási vektor irányában fejlődnek és a zivatar vertikumára vett átlagszél irányába haladnak, így a rendszer a két vektor eredőjének irányába helyeződik át (*Markowski és Richardson, 2010*). A zivatarláncok haladási sebessége és az általuk generált szellőkések

erőssége akkor lesz maximális, ha a rendszer haladási vektora egybeesik a cellák propagációjának vektorával (*Cohen et al., 2007*).

1988-ban jelent meg az az elmélet, amely a szakirodalomban RKW néven terjedt el (a szerzők nevének kezdőbetűi után: Rotunno, Klemp, Weisman). Az elmélet szerint a zivatarláncok erősségét és élettartamuknak hosszát alapvetően befolyásolja a zivatarok környezetében szétterülő hideg légtest (*cold pool*) által generált horizontális örvényesség és a rendszer környezetében jelentkező alacsony szintű szélnyírás által generált horizontális tengelyű örvényesség egymáshoz viszonyított nagysága. A két örvénypár örvényességének egymáshoz viszonyított mértéke határozza meg, hogy az újonnan kialakuló cellák milyen irányban és milyen mértékben dőlnek meg. Ha a hideg légtest örvényessége nagyobb, mint a környezet szélnyírása által generált örvényesség, akkor a zivatarcella hátra-, míg ha a környezet szélnyírása által keltett cirkuláció az erősebb, akkor előre felé dőlő feláramlással alakulhat ki. Bár a teória elfogadott, a mai napig nem bizonyított pontosan. A legfőbb problémát az okozza, hogy a talajszinten kialakuló hideg légtest dinamikájának megfigyelése meglehetősen komplikált. (*Weisman és Rotunno, 2004*).

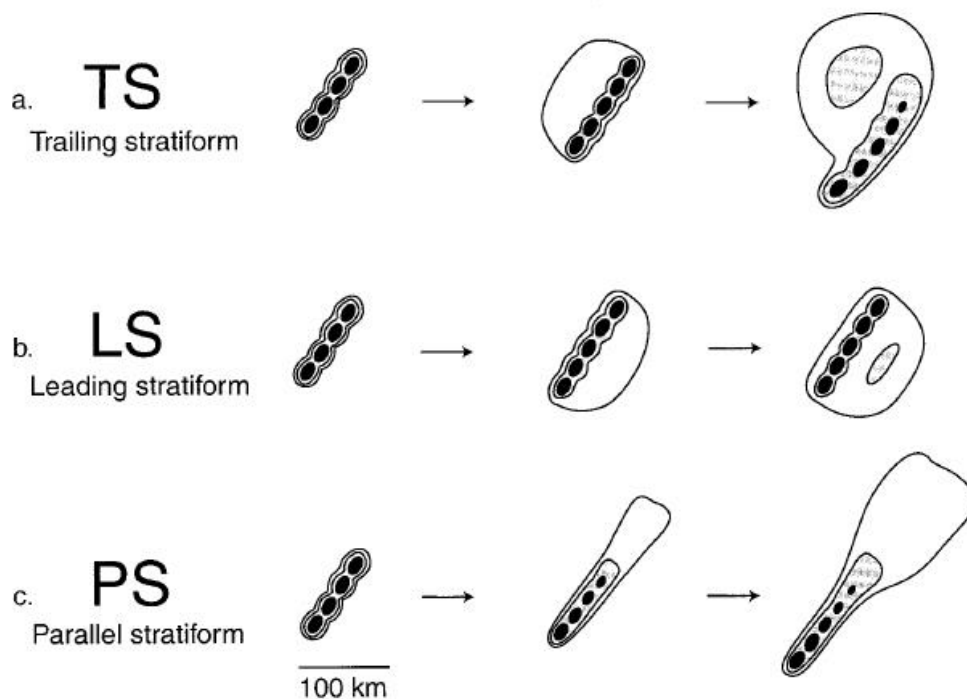


7. ábra: Az RKW teória három lehetséges kimenetele:

- Az (a) esetben a hideg légtömeg (C) örvényessége kisebb, mint a környezet szélénnyírása által generált örvényesség (ΔU), a feláramlás előre dől.
- A (b) esetben a két örvénypár közel egyenlő nagyságú, ezáltal függőlegeshez közeli feláramlás alakul ki
- A (c) esetben a hideg légtömeg által generált örvényesség erősebb a környezet szélénnyírása által generált örvényességtől, a feláramlás hátrafelé dől. A teória szerint ebben az esetben a ferde feláramlás mellett a hátoldali jet megjelenésére is nagyobb esély nyílik. (Forrás: *Weisman és Rotunno, 2004*)

3.4 Zivatarláncok típusai

A fentiekben bemutatott konceptuális ábrán (5. ábra) láthattuk, hogy a zivatarláncok 3 fő régióra bonthatók. A legmagasabb reflektivitású cellák által kialakított vezető élre, a mögöttük elhelyezkedő átmeneti régióra és a másodlagos reflektivitási maximummal rendelkező területre. Ez utóbbi két régiót összefoglaló néven sztratiform felhőzetnek hívjuk. A Houze *et al.* (1989) által megalkotott modellben azt az általános felállást láthattuk, hogy a sztratiform csapadékú terület a rendszer haladási irányával ellentétesen, a vezető él mögött terül el. A természetben azonban ez nem mindig van így. Parker és Johnson (2000) után tudjuk, hogy a sztratiform régió a rendszer haladási irányával megegyezően terjed, de az sem ritka, hogy a magas reflektivitású konvektív vonalhoz viszonyítva párhuzamosan alakul ki a réteges csapadék felhőzete. Ezek alapján megkülönböztetünk *hátoldali sztratiform* (*Trailing Stratiform*, a továbbiakban: *TS*), *előoldali sztratiform* (*Leading Stratiform*, a továbbiakban: *LS*), és *párhuzamos sztratiform* (*Parallel Stratiform*, a továbbiakban: *PS*) rendszereket (8. ábra).



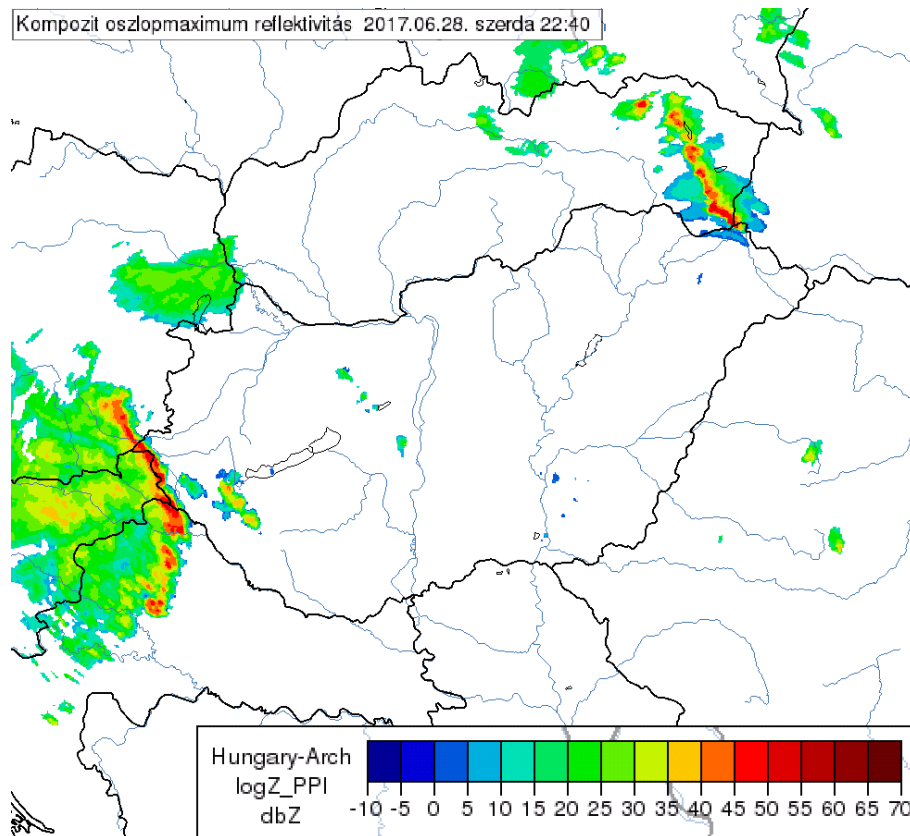
8. ábra: A Parker és Johnson által megalkotott zivatarlánc alaptípusokat bemutató ábra (Forrás: Parker és Johnson, 2000)

3.4.1 TS típus

A TS rendszerről akkor beszélhetünk, ha a sztratiform csapadékzóna a zivatarlánc haladási irányához, tehát a magas reflektivitású konvektív vonalhoz képest hátrafelé terjed (9. ábra). A zivatarláncok jelentős része ebbe a csoportba tartozik. *Parker és Johnson* (2000) 1996 és 1997 közötti időszakban összesen 88 zivatarláncot tanulmányozott az Egyesült Államok területén, amelyek közel 60%-a TS rendszerűnek bizonyult.

A TS rendszerek általában a rendszer előtti nagy nedvességtartamú, meleg, labilis levegőből nyernek energiát, amelyet a feláramlási csatornába kerülve hasznosítanak. Belső struktúrájukra a fentiekben bemutatott modell (*Houze et al., 1989*) érvényes, amely alapján kijelenthető, hogy a TS rendszerbe tartozó zivatarláncok a leggyakoribbak, leghosszabb élettartamúak és a leggyorsabbak. Legfőbb veszélyforrás a TS rendszerek esetén a heves kifutószél lehet. Bár élettartamuk a leghosszabb, a heves esőzésekért, villámárvizekért mégsem ezek a rendszerek felelnek. (*Parker és Johnson, 2000*).

Parker és Johnson kutatása azonban nem csak a rendszerek előfordulási gyakoriságára terjedt ki, hanem megvizsgálták a zivatarláncok és a rendszerek környezetében kialakuló szélprofil kapcsolatát is (12. ábra). Jól látható, hogy a TS rendszerek esetében az alacsony szinteken meglehetősen nagy, vonalra merőleges komponensek figyelhetők meg. A vonallal párhuzamos komponens csak a legmagasabb szinten válik dominánssá.



9. ábra: TS rendszer Magyarország területe felett, 2017.06.28., 22:40 UTC. (Forrás: *Országos Meteorológiai Szolgálat*)

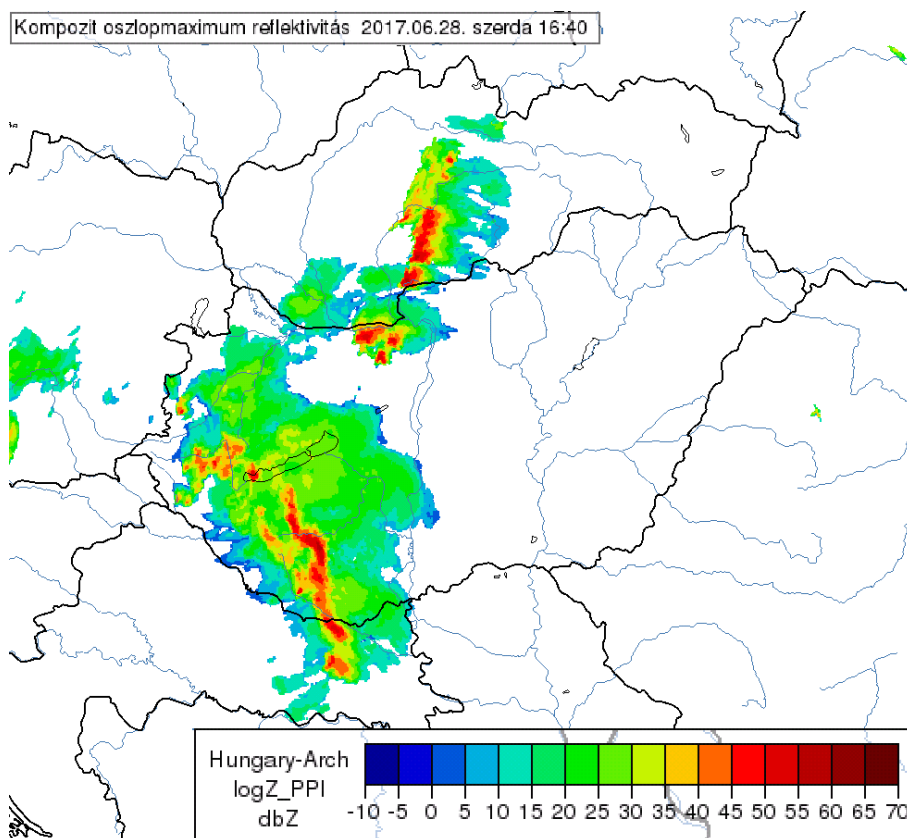
3.4.2 LS típus

LS rendszerekről akkor beszélhetünk, ha a réteges csapadékzóna a magas reflektivitású konvektív vonal előtt, azaz a haladási iránnyal megegyező irányba terjed (10. ábra). Gyakoriságuk ritkább, a kialakult rendszerek közel 20%-a tartozik ebbe a csoportba (*Parker és Johnson, 2000*).

Felépítésük nagy hasonlóságot mutat a TS rendszerekéhez, azonban annak tükörképeként értelmezhetők. Az LS rendszerek a zivatarlánc elő- és hátoldalából is építkeznek, tehát a beáramlást mindkét oldalról hasznosítják. A sztratiform zónát a zivatarlánc előterében szétterülő hideg légtömeg hozza létre. Mivel a sztratiform réteg a rendszer előterében, a haladási irány vektorával megegyező irányba terjed (gyakran ellentétesen a cellák propagációjával), így az LS rendszerek esetében gyakori jelenség a torlódás. Ennek következtében a magas reflektivitású cellák sokáig, szinte egy adott terület felett maradhatnak, ezáltal növelve a veszélyes villámárvizek kialakulásának lehetőségét. Előfordul olyan helyzet is, amikor a rendszer elő- és hátoldalán is megjelenik a sztratiform

régió. A szakirodalom szerint, ezeket a rendszereket is az LS típusba szokás besorolni. Az LS rendszerek életútjuk során gyakran TS rendszerré alakulhatnak (*Parker és Johnson, 2000*).

A 12. ábra jól szemlélteti az LS és TS rendszerek közti hasonlóságot. Az alacsony szinteken a vonalra merőleges szél komponensek a jellemzők. Azonban, ellentétben a TS rendszereknél látottakkal, a közép- és magas szinten a vonalra merőleges komponens előjelet vált. Az ábrán látott környezeti szélprofilot egyébként *Parker és Johnson (2004) 2003 és 2004* között futtatott szimulációi is alátámasztják.



10. ábra: LS rendszer Magyarország területe felett, 2017.06.28., 16:40 UTC. (Forrás: *Országos Meteorológiai Szolgálat*)

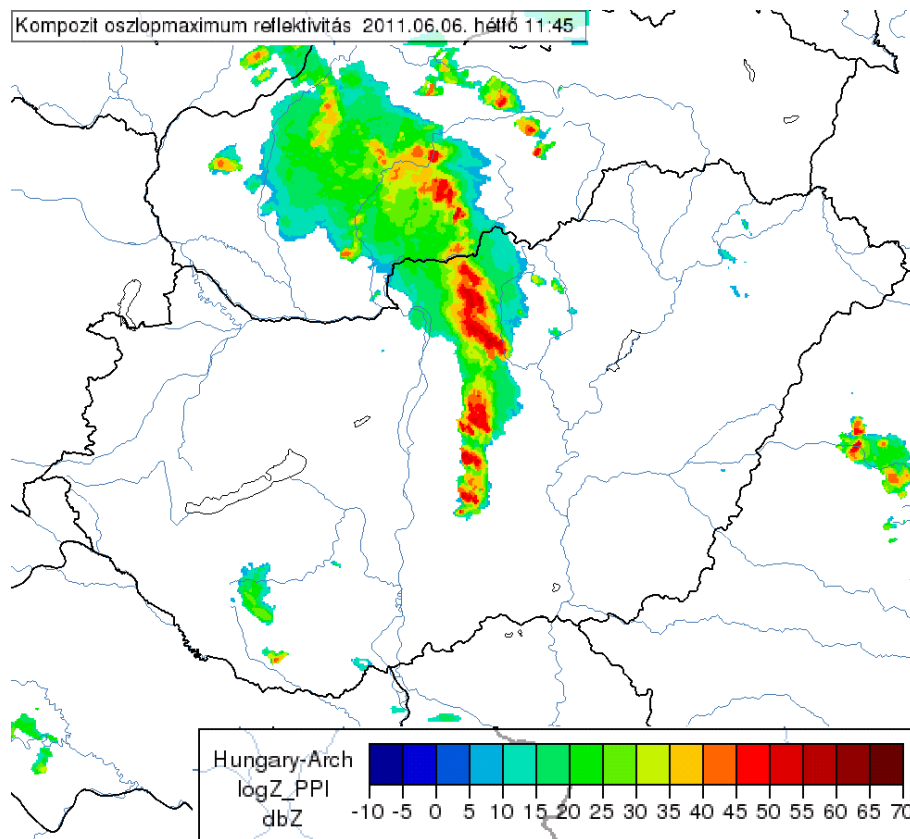
3.4.3 PS típus

PS rendszerekről akkor beszélhetünk, ha a sztratiform felhőzet döntő többsége a magas reflektivitású vezetőél valamelyik végén helyezkedik el (*11. ábra*). Gyakoriságuk az LS rendszerekhez hasonló, a vizsgálat időtartama során a kialakult rendszerek közel 20%-a tartozott ebbe a csoportba (*Parker és Johnson, 2000*).

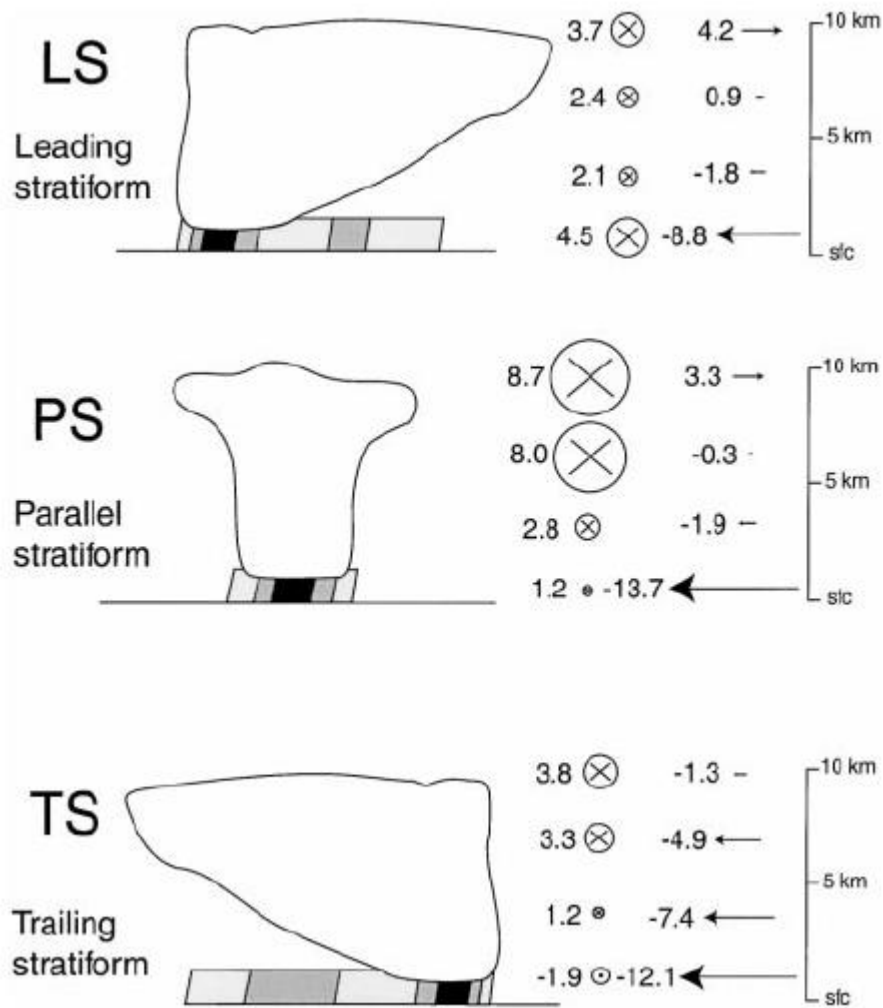
További fontos azonosítási kritérium, hogy a sztratiform réteg mozgásának vektora legfeljebb 30 fokkal térhet el a rendszer haladási irányának vektorához képest. A PS

rendszerek – hasonlóan az LS rendszerekhez – az elő és hátoldalon felemelkedő levegőt is üzemanyagként hasznosítják. A rendszer mozgása lassú, a rendszer propagációja gyakran párhuzamos az őt létrehozó triggerrel, ezáltal – hasonlóan az LS rendszerekhez – heves esőzések, villámárvizek előidézői lehetnek (Parker és Johnson, 2007a, 2007b.). Életútjuk során, hasonlóan az LS rendszerekhez, gyakran TS rendszerré módosulhatnak (Parker és Johnson, 2000).

A PS rendszerekre alacsony szinten – a másik két típushoz hasonlóan – erős vonalra merőleges szélkomponens a jellemző. A különbség azonban a közepes és magas szinten mutatkozik meg, hiszen ezeken a szinteken a vonallal párhuzamos komponensek válnak dominánssá (12. ábra).



11. ábra: PS rendszer Magyarország területe felett. 2011.06.06., 11:45 UTC. (Forrás: Országos Meteorológiai Szolgálat)



12. ábra: Vertikális szélprofil a különböző szintek átlagos, a zivatarrendszerhez képesti szeleinek rendszerhez viszonyított merőleges és párhuzamos komponenseiről (ms^{-1}). A vonalra merőleges (\rightarrow), és a vonallal párhuzamos (\otimes , vagy \odot) komponenseket a 0-1, 2-4, 5-8 és 9-10 km-es szintek átlagos szélvektoraiból határozták meg. A vonallal párhuzamos komponensek közül az (\otimes)-tel jelölt a lap síkjához viszonyítva befelé, míg a (\odot)-tal jelölt komponens a lap síkjából kifelé mutat. (Forrás: *Parker és Johnson, 2000*)

4. A zivatarláncok általános vizsgálata

Kutatásunk végső célja, hogy megpróbáljunk egyfajta módszert javasolni, amelye segíti a különböző típusú zivatarláncok (*TS – előoldali sztratiform, LS – hátoldali sztratiform, PS – párhuzamos sztratiform*) előrejelzését. Ennek kezdeti lépésében jelen dolgozatomban megvizsgáltam az egyes típusok gyakoriságát, átlagos haladási sebességüket, illetve a rendszerek környezetére előrejelzett labilitási és alacsonyszintű szélnyírási viszonyokat.

4.1 Zivatarláncok gyakorisága

Vizsgálatom első tárgyát a különböző rendszertípusok előfordulásának gyakorisága, illetve az egyes típusok átlagos haladási sebességének meghatározása képezi, melynek alapjául a *Parker és Johnson 2000*-ben íródott cikke szolgált. A rendszertípusok azonosítását az Országos Meteorológiai Szolgálat által biztosított, 2009–2017 közötti időszak zivataros hónapjait (április-szeptember) tartalmazó, 1 km, illetve 2 km-es felbontású, kompozit radarképein végeztem, amelyeken zivatarazonosító alkalmazást futtattunk. Az azonosítás szűrésének azok a napok feleltek meg, amelyeken a 40 dBZ feletti radarreflektivitású pixelek száma elérte a 200-at, a 45 dBZ felett detektált pixelek száma pedig elérte a 40-et. Amely napokra ezek a feltételek teljesültek, potenciális MKR-es napként azonosítottuk. Ezt követően a különböző típusú zivatarláncok kiválogatása szubjektív módon, a potenciális MKR-es napokat tartalmazó radarképek elemzésével történt.

A sztratiform rétegű csapadék szerinti csoportosítás az ezredforduló elején *Parker és Johnson* (2000) munkássága során jelent meg a squall lineok tárgykörében. A különböző rendszertípusok azonban nem ugyanolyan gyakorisággal fordulnak elő. Vizsgálatom során azokat a rendszereket válogattam ki, amelyek a fent említett időszak során ciklonok melegszektorában, vagy hidegfrontokhoz köthetően alakultak ki, elérték hazánk területe felett az általunk felállított 2 órás³ élettartamra vonatkozó időkritériumot és meghaladták az 50 km-es hosszanti kiterjedést. Az alábbi kritériumok 38 esetre voltak érvényesek, amelyek közül a sztratiform régiójú csapadék elhelyezkedése alapján 17 rendszer a *TS*-, 7 rendszer az *LS*-, 11 rendszer pedig a *PS* rendszertípusba sorolódott (1. táblázat). 3 rendszer esetén

³ Bár az MKR-ekre felállított kritérium 3 órás élettartamot ír elő, vizsgálatunk során azt az állapotot vettük csak alapul, amikor a rendszer magas reflektivitású konvektív éle jól analizálhatóan egységes, vagy közel egységes vonalat alkotott.

nem tudunk egyértelmű kategorizálást felállítani. Azon rendszertípusok között, amelyek életútjuk során egyik típusból a másikba alakultak át, rendszerint csak a kiindulási állapotot vettem figyelembe.

Az egyes típusokhoz tartozó zivatarrendszerek kialakulásának gyakorisága		
	Magyarország (2009–2017)	USA (1996–1997)
Esetszám	38	88
TS	17	51
LS	7	17
PS	11	17
Kategorizáltalan	3	3
Gyakoriság TS [%]	45	58
Gyakoriság LS [%]	18	19
Gyakoriság PS [%]	29	19

1. táblázat: Összehasonlító ábra a 2009–2017 közötti időszak zivataros hónapjaiban Magyarország területe felett kialakuló vagy áthaladó és az 1996–1997 május hónapjaiban az Amerikai Egyesült Államok területe felett létrejövő különböző típusú zivatarláncok gyakorisága (*Parker és Johnson, 2000*) között.

Az 1. táblázatban jól látható, hogy bár az esetszámban jelentős eltérés van (köszönhetően a két ország jelentős területbeli különbségének, illetve az Egyesült Államok földrajzi elhelyezkedéséből adódó légköri viszonyainak) az egyes rendszertípusok egymáshoz viszonyított aránya mégis hasonlóságot mutat a két adatsor között. Látható, hogy a legnagyobb eltérés a PS rendszertípusokban figyelhető meg. Ennek legfőbb oka, hogy a vizsgált időszak korai éveiben (2009 és 2010) megfigyelt 13 rendszer közül 8 PS volt, amely így az említett két év eseteinek közel 62%-át adták. A 2011 és 2017 közötti időszakban pedig mindössze 3 PS rendszer volt a 25 eset közül, amely így mindössze 12%-os gyakoriságot jelent. Általánosságban tehát elmondható, hogy a Magyarország területe felett kialakuló vagy áthaladó rendszerek legnagyobb részt a TS rendszertípusba esik, a PS rendszerek alakulnak ki második legnagyobb valószínűséggel, míg az LS rendszerek a legritkébbak.

4.2 Az átlagos haladási sebesség és az alacsony szintű szélnyírás kapcsolata

Az egyes rendszertípusok gyakorisága mellett fontosnak találtam, hogy megvizsgáljam a hozzájuk tartozó átlagos haladási sebességet is. A 3.3.1 fejezetben láthattuk, hogy a zivatarrendszereket alkotó zivatarcellák propagációja az alacsony szintű szélnyírás vektor irányába történik, míg a rendszer haladási irányát a cella vertikumára vonatkoztatott átlagszél vektora és az alacsony szintű szélnyírás vektor eredője határozza

meg. Ha e kettő komponens egy vonalba esik, a zivatarlánc haladási sebessége maximális lesz, amely következtében megnő a veszélyes szélviharok kialakulásának valószínűsége.

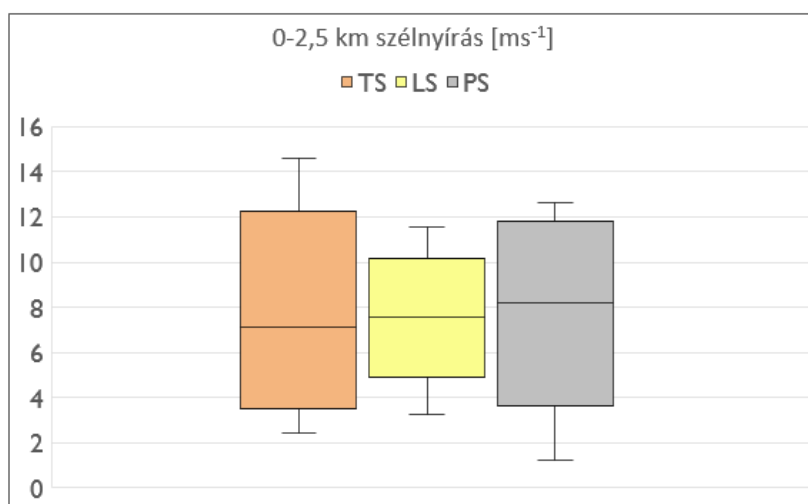
Az egyes típusokhoz tartozó zivatarrendszerek átlagos haladási sebessége		
	Magyarország (2009–2017)	USA (1996–1997)
TS	18 m/s	13 m/s
LS	12 m/s	7 m/s
PS	13 m/s	11 m/s

2. táblázat: Összehasonlító ábra a 2009–2017 közötti időszak zivataros hónapjaiban Magyarország területe felett kialakuló vagy áthaladó és az 1996–1997 május hónapjaiban az Amerikai Egyesült Államok területe felett létrejövő különböző típusú zivatarláncok átlagos haladási sebessége (*Parker és Johnson, 2000*) között.

Az egyes rendszerek átlagos haladási sebességének meghatározása radaros azonosításuk során történt a megtett út és az eltelt idő függvényében, majd a számított értékeket az egyes rendszertípusokra átlagoltam. A 2. táblázat jól látható, hogy a TS rendszereknél mutatkozott a legnagyobb átlagos haladási sebesség. A másik két rendszer esetében bebizonyosodott a 3.4.2 és a 3.4.3 fejezetekben tárgyalt indoklás, miszerint a gyakori torlódási hatás (LS) és a rendszer propagációjának az őt kialakító triggerrel gyakran párhuzamos mivolta (PS) alacsonyabb átlagos haladási sebességet idéz elő. A hazánkban tapasztalt magasabb (a három rendszerre vonatkoztatva átlagosan közel 28 %) átlagos haladási sebességek további vizsgálatokat igényelnek, jelen dolgozatom tárgyát nem képezik.

A fentiekben láthattuk, hogy a cellák propagációját kijelölő vektor és a zivatarcellák teljes vertikumára meghatározott átlagszél vektor egymáshoz viszonyított iránya alapvetően meghatározza a haladási sebesség nagyságát. Kíváncsi voltam azonban arra, hogy pusztán az alacsonyszintű szélnyírási vektor nagyságának meghatározásából fel tudunk-e állítani egy becslést, az adott zivatarrendszer átlagos haladási sebességére.

Első lépésként tehát megvizsgáltam az egyes zivatarlánc típusok környezetében megjelenő 0–2,5 km-es szélnyírási vektor nagyságát (*13. ábra*). A vektorok nagyságának meghatározásához szükséges adatokat a Nemzeti Környezeti Előrejelző Központ (National Centers of Environmental Prediction – NCEP USA) fejlesztése alatt álló GFS-modell előrejelzési produktumaiból nyertem. Mivel a vizsgált időszakban a modell rácsfelbontása nem volt állandó – kezdetben csak 1° x 1°-os rácsfelbontás állt rendelkezésemre – ezért az eredményeket a négy legközelebbi rácspontról indított inverz disztáns interpolációs módszerrel közelítettem a kiválasztott rácspontra.



13. ábra: Box-Whiskers diagram a különböző típusú zivatarrendszerek környezetében előrejelzett 0–2,5 km-es szélnyírási vektor nagyságról. Az egyes típusokat bemutató dobozokban a vízszintes vonal az adatsor mediánját hivatott bemutatni.

A 13. ábra jól szemlélteti, hogy mindhárom rendszertípusnál – az esetek túlnyomó többségében – legalább közel 4 ms^{-1} -os alacsonyszintű szélnyírás jelenléte volt előrejelezve. Habár az LS típus alsó és felső kvartilise eltér a TS és PS típusokétól, az alacsony esetszám miatt nem jelenthető ki egyértelműen szignifikáns különbség. Az egyes típusok között a szélnyírási értékek nagyságban jelentős eltéréseket nem tapasztalunk.

A következő lépésben kísérletet tettem arra, hogy összefüggést találjak az egyes rendszertípusok átlagos haladási sebessége és a 0–2,5 km-es szélnyírási vektor nagysága között. A szélnyírási értékek és átlagos haladási sebességek között kétfajta korreláció számítást végeztem. Az egyik, az ún. *Pearson-korreláció*, vagy *lineáris korreláció* (Dévényi és Gulyás, 1988), amely a két adatsor között lineáris kapcsolatot feltételez. Előfordulhat azonban, hogy az adatsorok nem normális eloszlásúak. Erre az esetre az ún. *Spearman-korreláció* (Dévényi és Gulyás, 1988) alkalmazható, amely a két adatsor monoton kapcsolata szorosságának vizsgálatára alkalmas, nemparametrikus módszer. A kapott korrelációs értékeket mindhárom adatsorra a 3. táblázat hivatott bemutatni.

Teljes adatsorra vonatkoztatott korrelációs értékek			
	TS	LS	PS
Pearson-korreláció	0,69	0,49	0,59
Spearman-korreláció	0,70	0,54	0,57

3. táblázat: A teljes adatsorra számított Pearson- és Spearman-korrelációs értékek.

Látható, hogy mindkét korrelációs számítás esetén 0,5 feletti, vagy ahhoz nagyon közeli értékeket kaptunk. Ismeretes, hogyha a korreláció értéke 1, akkor a két adatsor kapcsolata tökéletesen egyenesen arányos, ha a korreláció értéke 0, a két adatsor egymástól teljesen független, ha pedig a korreláció értéke -1 , akkor fordított arányosságot mutat a kapcsolatuk. Jól látható a 4. táblázatban, hogy bár az egyes korrelációs értékek – az LS adattömbre számított Pearson-korrelációt kivéve – közelebb állnak az 1-hez, tökéletes egyenes arányosság mégsem figyelhető meg köztük. A teljes adatsorra vett vizsgálatból az látható, hogy a TS rendszerek esetében tapasztalható a legszorosabb kapcsolat az alacsony szintű szélnyírási vektor nagysága és a rendszer haladási sebességének nagysága között.

Hasonló arányokat, azonban erősebb összefüggést kapok, ha a korrelációs számítást az adattömbökben tapasztalt extremitások kiszűrésével számítom (4. táblázat). Ebben az esetben az egyes rendszertípusoknál rendre 2 eset esett ki a vizsgálat tárgyköréből. A feltételezésem abból származik, hogy amíg a zivatarrendszerek átlagos haladási sebességének meghatározása a valóságot jól közelítő radarmérésekből (radar) származik, addig a szélnyírási értékek a GFS modell előrejelzési szimulációiból kerültek meghatározásra, így egyes esetekben hibával terhelhetek. A statisztikában gyakori, hogy adatsorokban jelentkező extremitásokat valamiféle távolságképző módszerrel azonosítanak, amely alapján a hibaszűrést végrehajtják. Esetemben a szélnyírás ms^{-1} -ben meghatározott értékeinek és az átlagos haladási sebességek ms^{-1} -ben meghatározott értékeinek abszolútértékben vett különbségét számoltam ki minden egyes adatra. Ezt követően az adatsorokból kiszűrtem azokat az eredményeket, amelyekre ez a módszer maximális vagy minimális értéket adott. Az így kapott adatsorok Pearson-, és Spearman-korrelációs értékeit a 4. táblázat hivatott bemutatni.

A szűrt adatsorra vonatkoztatott korrelációs értékek			
	TS	LS	PS
Pearson-korreláció	0,78	0,88	0,63
Spearman-korreláció	0,75	0,70	0,70

4. táblázat: Az adatsorok Pearson- és Spearman-korrelációs értékei az adatsor extremitásait figyelmen kívül hagyva.

A vártaknak megfelelően sokkal erősebb összefüggést kaptam az extremitások elhagyásával. A Spearman-korrelációnál látható, hogy a legerősebb összefüggést a TS rendszereknél kaptuk, míg a másik két típusnál valamivel alacsonyabb a korreláció. Az

eredmények egyfajta magyarázatként is szolgálnak, miszerint a PS és LS eseteknél gyakori, hogy a cellák propagációjának vektora nem esik egy egyenesbe a rendszer haladási irányát kijelölő vektorral. A cellák propagációját pedig – mint ahogy a 2.4.2 és 2.4.3 fejezetben láthattuk – az alacsonyszintű szélnyírásvektor iránya adja meg. Így hiába nagy a szélnyírásvektor, ha nem esik egy egyenesbe a haladási irány vektorával, tehát a sebesség sem lesz nagy.

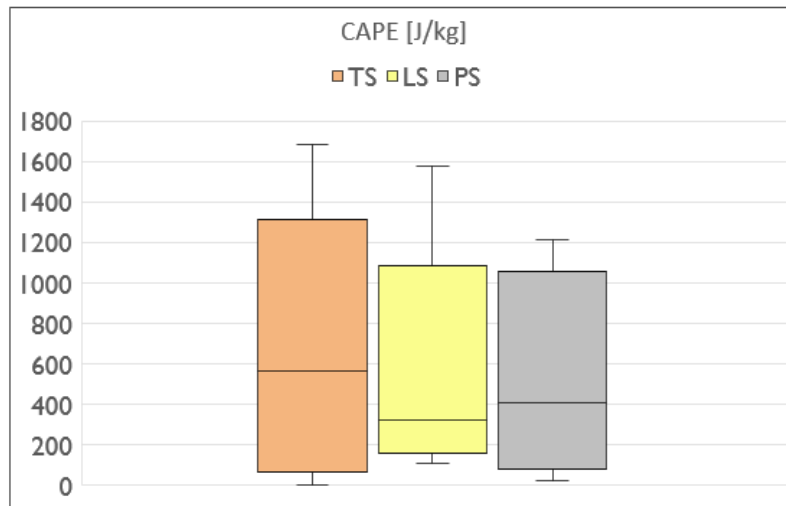
Bár a korrelációs értékek viszonylag erős összefüggést engednek feltételezni az alacsonyszintű szélnyírás nagysága és a rendszerek átlagos haladási sebességének nagysága között, teljes biztossággal mégsem jelenthető ki a kapcsolat. Fontos kiemelni, hogy a TS rendszercsoport esetében 15 napra álltak rendelkezésre adatok, az LS és PS típusokra pedig 7, illetve 11 napra tudtam a számításokat végrehajtani. Ahhoz, hogy kellő bizonyossággal lehessen kijelenteni a két adatsor összefüggését, sokkal nagyobb elemszámra lenne szükség. Ennek hiányában az eredményeim csupán hipotézisként értelmezhetők.

4.3 Labilitási paraméterek vizsgálata a zivatarláncok környezetében

Dolgozatom legelső fejezetében, ahol a konvekció kialakulásához szükséges összetevőket mutattam be, elsőként említettem meg a légköri instabilitás jelentőségét. A labilitás számszerűsítésére bevezetett labilitási indexek (1.,2.,3.,4.) mindegyikét megvizsgáltam az egyes rendszertípusok környezetében⁴. Az adatokat a GFS modell előrejelzési produktumaiból nyertem ki, amelyeket – az alacsonyszintű szélnyírásnál említett okokra hivatkozva – inverz disztáns interpolációs módszerrel közelítettem a kiválasztott rácspontra.

A légköri instabilitás számszerűsítésére a leggyakrabban használt mennyiség a konvektív hasznosítható potenciális energia, a CAPE. Ahogy az első fejezetben láthattuk, a CAPE egy integrálformulából áll elő, amely a szabad konvekciós szint (*LFC*) és a kiegyenlítődési szint (*EL*) között a környezet által az emelkedő légelemen végzett munkát adja meg J/kg-ban kifejezve. Minél nagyobb ez az érték, annál nagyobb a légköri instabilitás mértéke és annál nagyobb esély van heves zivatarok kialakulására. Egyértelmű tehát, hogy a zivatarláncok kialakulásánál is fontos paraméter a CAPE. A különböző squall line típusokra előrejelzett CAPE értékeket a 14. ábra hivatott bemutatni.

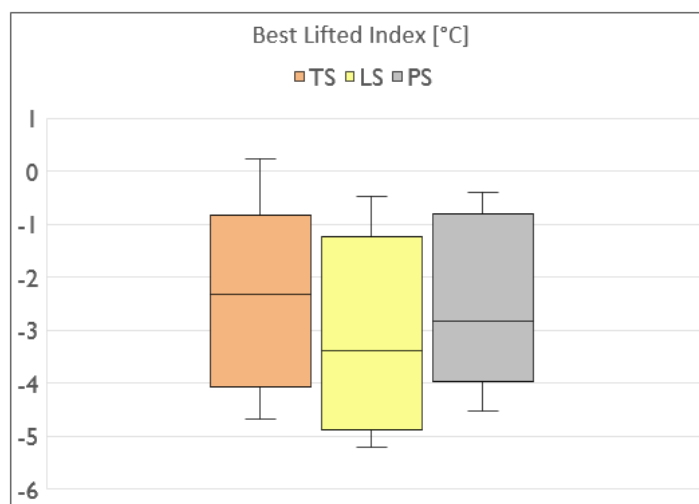
⁴ Az egyes esetekre számított KI értékek csak közvetett úton, a TI számításának eredményeiben szerepelnek a dolgozatomban.



14. ábra : Box-Whiskers diagram az egyes zivatarlanc típusok környezetében számított CAPE értékek. Az egyes típusokat bemutató dobozokban a vízszintes vonal az adatsor mediánját hivatott bemutatni.

Látható, hogy a CAPE mindhárom rendszertípusnál közel azonos nagyságú. A diagramon jelentkező nagyobb szórás a TS rendszerek esetében elképzelhető, hogy a nagyobb esetszámnak és az esetleges modell szimulációkból származó számítási hibáknak tudható be. Természetesen az is lehetséges, hogy a TS rendszerek esetében valójában nagy a CAPE szórása. Ennek vizsgálatához további esetek bevonására lenne szükség.

A következő vizsgált konvektív paraméter a BLI (*Best Lifted Index*). Az egyes squall line típusok környezetében megjelenő BLI adatokat a 15. ábra hivatott prezentálni.

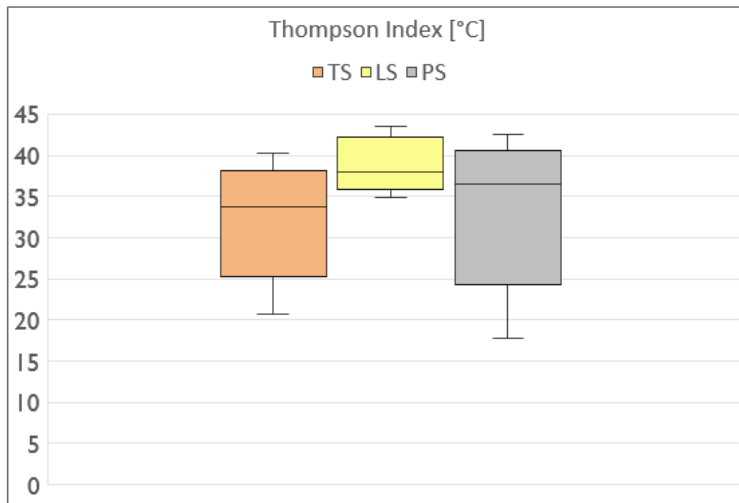


15. ábra: Box-Whiskers diagram a zivatarlanc típusok környezetében számított BLI értékek. Az egyes típusokat bemutató dobozokban a vízszintes vonal az adatsor mediánját hivatott bemutatni.

Látható, hogy az egyes típusok között jelentős eltérések nem tapasztalhatók. A Best Lifted Index értéke, ahogy az 1. fejezetben elhangzott, minél kisebb, annál labilisabb légkört feltételez. Látható, hogy az LS rendszerek esetében -5 alatti érték is előfordult, amely az indexre megalkotott küszöbértékek alapján heves zivatar kialakulását nagy valószínűséggel adja. A PS és LS rendszerek esetében az összes esetre negatív előjelű hőmérséklet különbséget kaptunk, míg a TS rendszerek esetében pozitív BLI mellett is ki tudtak alakulni a zivatarláncok. Messzemenő következtetést azonban nem szabad levonni, a már fent említett indokok miatt. A relatíve alacsony esetszám és a GFS modell inkonzisztenciájából származó feltehető számítási hibák miatt csak nagyobb esetszám mellett lehetne biztosabb kijelentéseket tenni.

Vizsgálatom utolsó konvektív paramétere a Thompson Index (*TI*). Ahogy az első fejezetben láthattuk, a TI a KI és a BLI különbségéből állítható elő. A paraméter előnye ebben is áll, hiszen számításba veszi a légkör magasabb rétegeiben tapasztalható nedvességi viszonyokat, s mint azt bemutattam, a légnedvesség a konvekció egyik alappillére. Az egyes squall line típusok környezetében megjelenő TI értékeket a 16. ábra hivatott prezentálni.

A bemutatott instabilitási paraméterek közül a TI mutatja a legnagyobb különbségeket az egyes zivatarlánc típusok között. A legszembetűnőbb különbség az LS és a másik két rendszertípus esetében figyelhető meg. Amíg a TS és PS rendszerek környezetében közel azonos nagyságú TI számított, addig az LS rendszerek esetében kimagaslóan magas, egy esetet leszámítva mindvégig 35 fok feletti értékek jelentek meg. Mivel a TI a BLI-ből is számítható, s ahogy a fentiekben láthattuk, már ott is jelentkezett egy kisebb mértékű kiugrás, így akár ez is eredményezhette a TI-ben tapasztalt jelentős eltérést. Másik magyarázat lehet, hogy az LS rendszerek esetében gyakori jelenség volt, hogy a sztratifórm csapadékú terület mind a rendszer elő-, mind a rendszer hátoldalán is kialakult, amely jelentős légnedvesség-tartalomra enged következtetni. Ezen állítás eldöntéséhez azonban további esetek bevonására lenne szükség.



16. ábra: Box-Whiskers diagram az zivatarlanc típusok környezetében számított TI értékek. Az egyes típusokat bemutató dobozokban a vízszintes vonal az adatsor mediánját hivatott bemutatni.

Végezetül az 5. táblázatban bemutatom a konvektív paraméterek átlagos értékeit a különböző rendszertípusok esetében, megemlítve az Amerikai Egyesült Államokban végzett kutatás eredményeit is. Látható, hogy az egyes paraméterek nagysága között jelentős eltérés csupán a TI esetében tapasztalható. Érdekes, hogy amíg az Amerikai Egyesült Államokban a különböző típusok CAPE értékei között jelentős eltérések mutatkoztak, addig a hazai vizsgálatom eredményei közel azonos légköri instabilitást feltételeznek a különböző típusok esetében.

Konvektív paraméterek átlagos értékei (Magyarország 2009–2017)			
	TS	LS	PS
CAPE [J/kg]	642	515	518
BLI [°C]	-2,4	-3,2	-2,4
TI [°C]	32,5	38,8	33,7
Konvektív paraméterek átlagos értékei (USA 1996–1997)			
	TS	LS	PS
CAPE [J/kg]	1605	1009	813
BLI [°C]	-5,4	-3,5	-2,2

5. táblázat : Összehasonlító ábra a 2009–2017 közötti időszak zivataros hónapjaiban Magyarország területe felett kialakuló vagy áthaladó és az 1996–1997 május hónapjaiban az Amerikai Egyesült Államok területe felett létrejövő különböző típusú zivatarlancok környezetében mért CAPE és BLI értékekről (Parker és Johnson, 2000) között.⁵

⁵ Megjegyzés: Az Egyesült Államok területén TI-re vonatkozó méréseket nem végezték el az egyes zivatarlanc típusok környezetében.

5. Összefoglalás

Dolgozatom első fejezetében bemutattam az MKR-ek és ezáltal a zivatarláncokat érintő legfőbb kutatásokat, megemlítettem az egyéni kutatómunkám alapjául szolgáló szakirodalmakat, majd egy rövid kitekintést adtam a jövőre vonatkozó fő kutatási irányokat illetően.

A második fejezetben bemutattam a *konvekció* alapjait, a *légköri instabilitást*, a *légnedvességet*, és az *emelést*. Ezt követően kitértem a szélnyírás jelentőségére, amely a már meglévő konvekciót erősítő hatásként jelentkezik.

A harmadik fejezetben láthattuk, hogy a *multicellás rendszerek*, de legfőképp a *supercellák* képesek leginkább hasznosítani a környezeti szélnyírást és döntően befolyásolja az egyes zivatarok *szervezettségét*, *élettartamát* és *hevességét*. Ezt követően bemutattam a zivatarok rendszerbe szerveződésének két módszerét, a *nem-lineáris és lineáris MKR*-eket. Dolgozatomban a lineáris MKR-ekkel, vagy más szóval *VMKR*-ekkel foglalkoztam. Megvizsgáltam kialakulásuk feltételeit, amelyben láthattuk, hogy *ciklonok hidegfrontjaihoz*, vagy *ciklonok melegszekeoraiban* (esetleg a ciklonok „hidegszekeoraiban” alakulhatnak ki), valamilyen *nagyobb skálájú emelőhatás* következtében. Elemzésre került a *belső struktúrájuk*, amely keretein belül elkülönítésre került a zivatarláncok három fő régiója, a *magas reflektivitású vezető él*, az *átmeneti zóna* és a *réteges csapadékú terület*. Belső struktúrájuknál bemutatásra került a squall lineok *két fő áramlási rendszere*, amely közül a *hátoldali süllyedő beáramlás*, vagy másnéven *hátoldali jet* jelentőségével foglalkoztam első sorban. Ezt követően ismertettem a kapcsolatukat az alacsonyszintű (0–2,5 km) szélnyírással, amely a cellák terjedését, idegen szóval propagációját, illetve a rendszer élettartamát, szervezettségét, hevességét is befolyásolja. Végezetül ismertettem az RKW teóriát. A második fejezet további részében bemutattam a *Parker és Johnson (2000)* cikkében megjelent sztratiform területű csapadékzóna elhelyezkedéséből adódó rendszer típus elkülönítéseket. Ezek alapján TS (vezető sztratiform), LS (hátoldali sztratiform), illetve PS (párhuzamos sztratiform) csoportra bontottam a zivatarláncokat.

Végezetül, a negyedik fejezetben bemutattam a *2009 és 2017* közötti időszak zivataros hónapjaiban (április-szeptember) végzett kutatási eredményeimet a *Magyarország területe felett kialakult vagy áthaladt* zivatarláncokra vonatkozóan. Vizsgálatom első lépésben összehasonlítottam az Amerikai Egyesült Államokban végzett méréseket az egyes squall line típusok gyakorisága között. A vizsgálatom időtartama alatt összesen *38 zivatarláncot* sikerült azonosítani radarképes vizsgálatuk során, amelyek közül *17 TS*, *7 LS*,

11 PS rendszertípusnak bizonyult. A gyakoriságuk vizsgálatát követően a rendszerek átlagos haladási sebességét analizáltam. Az alacsony esetszám ellenére felállítottunk egy sejtést, miszerint az Amerikai Egyesült Államokban mértékhez hasonlóan hazai viszonylatban is a TS rendszerek a leggyorsabbak, míg a leglassabbak az LS rendszerek voltak. Vizsgálatom következő lépésében az alacsonyszintű (0–2,5 km) szélnyírási vektor nagysága és az egyes zivatarlánc típusok között kerestem összefüggést. Beláttam, hogy *mindhárom rendszertípus esetében szerepet játszik az alacsonyszintű szélnyírás*, számottevő különbséget nem tapasztaltam az egyes típusoknál. Ezt követően az *alacsonyszintű szélnyírás és a rendszerek átlagos haladási sebessége* között kerestem összefüggést. Az adatsorban megjelenő extremitások kiszűrésével *viszonylag erős korrelációt* találtam a két adatsor között. Az összefüggés magabiztos kijelentéséhez azonban további esetek bevonása szükséges. Vizsgálatom utolsó részében a *zivatarrendszerek környezetében* kialakuló labilitási viszonyokat vizsgáltam a *CAPE* (konvektív hasznosítható potenciális energia), *BLI* (legjobb emelési index) és *TI* (Thompson index) segítségével. *Számottevő különbség* csak a *TI* *esetében* látszódott, miszerint az LS rendszerek környezetében rendre magasabb értékeket jelzett előre a GFS modell. Végezetül a kapott értékeket az egyes rendszertípusokra átlagoltam. Az összehasonlításból jól látható, hogy jelentős eltérések nem tapasztalhatók a CAPE és BLI értékek között, számottevő különbséget csak a TI (az LS rendszertípus) esetében jelentek meg.

Köszönetnyilvánítás

Mindenekelőtt szeretnék köszönetet mondani témavezetőmnek, Csirmaz Kálmánnak, aki emberileg és szakmai jártasságával is támogatta a munkámat, aprólékos észrevételeivel pedig segítette, hogy a dolgozatom elnyerje végső formáját. Nélküle ez a munka nem jöhetett volna létre. Köszönöm tanszéki konzulensemnek, Breuer Hajnalkának a programozási feladatokban nyújtott segítségét, konstruktív észrevételeit és hogy minden apró kérdésemre a legnagyobb körültekintéssel válaszolt. Köszönöm továbbá Varga Ákosnak és Bondor Gyulának a programozási feladatokban nyújtott segítségüket. Köszönettel tartozom Kristóf Erzsébetnek is, aki a statisztikai számításaim helyességét ellenőrizte. Emellett természetesen sok köszönettel tartozom családomnak és barátaimnak, akik mindvégig támogattak a munkámban és nyugodt feltételeket teremtettek a dolgozat elkészítéséhez. Köszönöm a szupercella.hu, Viharvadászok Egyesülete keménymagjának a szakmai inspirációt.

Irodalomjegyzék

- Bodolai, I., & Bodolainé, J.E., 1981: *Mezoszinoptika*. Tankönyvkiadó, Budapest, 133 pp.
- Bodolainé, J.E., & Tünczer T., 2003: *Mezoléptékű konvektív komplexumok. A hirtelen árhullámok kiváltói*. Budapest, OMSZ, 184 pp.
- Bluestein, H.B., 1993: *Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes*, 594 pp.
- Bluestein, H.B., & Jain, M.H., 1985: *Formation of Mesoscale Lines of Precipitation: Severe Squall Lines in Oklahoma during the Spring*. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 42 (16), 1711–1732.
- Bluestein, H.B., 2013: *Severe convective storms and tornadoes*, 481 pp.
- Braun, S.A. & Houze, R.A., 1994: *The Transition Zone and Secondary Maximum of Radar Reflectivity behind a Midlatitude Squall Line: Results Retrieved from Doppler Radar*. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 51 (16), 2733–2753.
- Cohen, A.E., Coniglio, M.C., Corfidi, S.F., Corfidi, S.J., 2007: *Discrimination of mesoscale convective system environments using sounding observations*. *Weather and Forecasting* 22 (5), 1045–1062.
- Doswell, C.A., 1987: *The Distinction between Large-Scale and Mesoscale Contribution to Severe Convection: A Case Study Example*. *Weather and Forecasting*, 2, 3–12.
- Fujita, T., 1955: *Results of Detailed Synoptic Studies of Squall Lines*, *Tellus*, 7 (4), 405-436
- Fujita, T., Bradbury, D.L., Van Thullenar, C.F., 1965: *Palm Sunday tornadoes of april 11, 1965*. *Monthly Weather Review*, 98 (1), 29–69.
- Fulks, J.R., 1951: *The Instability Line*. *Compendium of Meteorology*, 647-652
- Galway, J.G., 1956: *The Lifted Index as a predictor of Latent Instability*. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 37 (10), 528–529.
- George, J.J. 1960: *Weather forecasting for aeronautics*, Academic Press, New York, 409–415.
- Geresdi, I., 2004: *Felhőfizika*. Dialóg Campus Kiadó, Budapest–Pécs, 226-236 pp.
- Horváth, Á., Geresdi, I., 2001: *Severe convective storms and associated phenomena in Hungary*, *Atmospheric Research*, 56, 127-146.

- Horváth, Á., 2007: *A légköri konvekció*, OMSZ, Budapest, 64 pp.
- House, D.C., 1959: *The Mechanics of Instability-Line Formation*, *Journal of Atmospheric Sciences*, 16 (2), 108-120.
- Houze, R.A., Rutledge, S.A., Biggerstaff, M.I., Smull, B.F., 1989: *Interpretation of Doppler weather radar displays of midlatitude mesoscale convective systems*. *American Meteorological Society, Bulletin*, 70, 608–619.
- Houze, R.A., 2018: *100 Years of Research on Mesoscale Convective Systems*, *American Meteorological Society, Meteorological Monographs*, 59, 17.1–17.48.
- James, R.P., Markowski, P.M., & Fritsch, J.M., 2006. Bow echo sensitivity to ambient moisture and cold pool strength. *Monthly Weather Review*, 134, 950–964.
- Johns, R.H., Doswell, C.A., 1992: *Severe Local Storms Forecasting*. *Weather and Forecasting*, Vol.7, 588–612.
- Liu, C., Zipser, E., 2013: *Regional variation of morphology of organized convection in the tropics and subtropics*, *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 118, 453-466.
- Maddox, R.A., 1980: *Mesoscale convective complexes*. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 61 (11), 1374–1387.
- Markowski, P., & Richardson, Y., 2006: *On the Classification of Vertical Wind Shear as Directional Shear versus Speed Shear*. *Weather and Forecasting*, 21, 242–247.
- Markowski, P. & Richardson, Y., 2010: *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*. Wiley-Blackwell, 430 pp.
- Orlanski, I, 1975: *A Rational Subdivision of Scales for Atmospheric Processes*. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 56 (5), 527–530.
- Parker, M.D., & Johnson, R.H., 2000. *Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems*. *Monthly weather review*, 128 (10), 3413–3436.
- Parker, M.D., & Johnson, R.H., 2004: *Simulated Convective Lines with Leading Precipitation. Part I: Governing Dynamics*, *Journal of the atmospheric sciences*, 61 (14), 1637-1655.
- Parker, M.D., & Johnson, R.H., 2004: *Simulated Convective Lines with Leading Precipitation. Part II: Evolution and Maintenance*. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61 (14), 264–288.

- Parker, M. D., 2007. *Simulated convective lines with parallel stratiform precipitation. Part I: An archetype for convection in along-line shear. Journal of the atmospheric sciences*, 64 (2), 267–288.
- Parker, M. D., 2007. *Simulated convective lines with parallel stratiform precipitation. Part II: Governing dynamics and associated sensitivities. Journal of the atmospheric sciences*, 64 (2), 289–313.
- Parker, Matthew D., 2008: *Response of simulated squall lines to low-level cooling. Journal of the Atmospheric Sciences*, 65(4), 1323–1341.
- Seres, A., 2014: *Zivatarklimatológiai elemzések és a nagy csapadékhozamú, konvektív jelenségek időszakok vizsgálata Magyarországon. Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar, Doktori értekezés, 8-22.*
- Taszarek, M., Allen, J., Púčik, T., Groenemeijer, P., Czernecki, B., Kolendowicz, L., Lagouvardos, K., Kotroni, V., Schulz, W., 2019: *A Climatology of Thunderstorms across Europe from a Synthesis of Multiple Data Sources, Journal of Climate*, 32, 1813-1837.
- Tepper, M., 1950: *A proposed mechanism of squall lines: The pressure jump line, Journal of Meteorology*, 7, 21-29.
- Weismann, M.L., Rotunno, R., 2004: *“A Theory for Strong Long-Lived Squall Lines” Revisited, Journal of the Atmospheric Sciences*, 64 (4), 361–382.