

# Instabilitási indexek vizsgálata radarmérések és modelleredmények alapján

Hegedüs Adrienn<sup>1</sup> – Seres András Tamás<sup>2</sup> – Breuer Hajnalka<sup>3</sup> – Fodor Zoltán<sup>4</sup>

<sup>1</sup> egyetemi hallgató, ELTE TTK, E-mail: adri04@caesar.elte.hu

<sup>2</sup> meteorológus főtitkár, Magyar Honvédség Geoinformációs Szolgálat, E-mail: seres.andrastamas@upcmail.hu

<sup>3</sup> tanársegéd, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Meteorológiai Tanszék, E-mail: bhajni@nimbus.elte.hu

<sup>4</sup> osztályvezető, Országos Meteorológiai Szolgálat. E-mail: fodor.z@met.hu

## Kulcsszavak

zivatar  
radarmérés  
GFS modell  
instabilitási index  
Magyarország

## Absztrakt

A konvektív időjárási jelenségek térben és időben kis skálán zajlanak, ezért az előrejelzésük nem könnyű feladat. A légköri konvekció erősségének számszerűsítésére ún. instabilitási vagy labilitási indexeket használtunk, melyek alkalmazása lehetővé teszi a konvektív környezet egyetlen számértékkel való jellemzését. A heves konvekciót vizsgáló kutatásunk alapvető célja, hogy kiderítsük, a gyakorlatban mely labilitási indexek segíthetik leginkább a zivatar-tevékenységgel járó jelenségek lehető legpontosabb előrejelzéseit. Ezt hazai radarméréseknek, illetve az amerikai GFS modell eredményeinek objektív feldolgozásával és összehasonlításával végezzük. A keletkező zivatarok radarképeken megjelenő, szabálytalan alakú alakzatait számunkra ismert tulajdonságú ellipszisekkel modellezzük. A kutatás során csak heves zivatarellipsziseket vizsgáltunk, mely objektumok legalább 20 km<sup>2</sup>-nyi területen minimum 45 dBZ-s reflektivitással rendelkeznek. A detektált zivatarellipszisek száma, illetve a labilitási energia függvényében hatagú osztályozási rendszert alkalmazunk, eredményeink megjelenítéséhez pedig dobozdiagramokat használunk. A vizsgált időszak a 2011–2013 közti zivataros félévek (április-szeptember), a vizsgált terület pedig Magyarország. A vizsgálat során összesen 52 instabilitási, nedvességi és szélnyírási paramétert elemzünk. Közülük a Lifted és a Best Lifted Index, a Thompson Index, a K-Index, a leglabilisabb kevertrétegű konvektív hasznosítható potenciális energia, valamint a kihullható vízmennyiség és a specifikus nedvesség esetében elmondható, hogy a heves konvekció megjelenése, mértéke relatív szűk tartományokhoz köthető. Ebből következően segítségünkre lehetnek a kérdés eldöntésében, kell-e számítani egy adott területen kialakuló vagy épp odaérkező intenzív konvektív jelenségre.

DOI: 10.17799/2014.1.1

## 1. Bevezetés

A heves konvektív időjárási jelenségek vizsgálata különösképp a veszélyjelzések készítésénél jelent nagy segítséget a meteorológusok számára, hiszen a személyi- és vagyónbiztonság érdekében, illetve a repülésmeteorológia területén elengedhetetlen minél pontosabb ismeretük, ugyanis gyakran járnak együtt erőteljes szélviharokkal, jégesóval, nagy mennyiségű csapadékkal, esetenként tornádókkal is. Emiatt zivataros helyzetben az előrejelző egyik – ha nem a legfontosabb – feladata meghatározni, hogy a vizsgált területen megjelenhet-e bármilyen veszélyes jelenséggel fellépő konvektív esemény, és ha igen, az milyen típusú és intenzitású.

A zivatarok jellemzőivel kapcsolatos hazai tapasztalatokról már az 1900-as évek előtt is jelentek meg

különböző feljegyzések. Váradi 1898-ban megjelent cikke alapján a zivatarképződés és a napsugárzás beesési szöge kapcsolatba hozható egymással: a földfelszín erőteljesebb felmelegedése esetén (azaz a beesési szög merőlegeshez közeli) intenzívebb zivatar-tevékenység várható. Szalay-Ujfalussy (1917) szerint a zivatarok létrejöttéhez minden esetben ugrásszerű nyomásváltozásra van szükség.

A heves konvektív jelenségek idő- és térbeli előfordulásáról már számos tanulmány jelent meg. Riegl (1902) alapján a májustól októberig tartó időszakot nyári, zivataros félévnek nevezzük. Hegyfoky (1912) kutatásai alapján a zivatarok napi megjelenési maximuma körülbelül délután 2–3 óra körülre tehető, területi eloszlásban pedig a tengerpartokat, a hegyvidékeket és a síkvidéke-

ket tekintve a kialakulási maximum folyamatosan későbbre tolódva, délután 1 és 4 óra között változik. Szudár 1992-es eredményeiből kiderül, hogy a hazánk területére érkező zivatarok jelentős része Ausztria felől, közülük a prefrontálisak délnyugati, a frontálisak pedig északnyugati irányból érkeznek.

Seres (2006), Horváth, Ács és Seres (2008), illetve Énekes (2010) és Kohlmann (2013) már radarméréseken alapuló zivatarstatisztikai, zivatarklimatológiai kutatásokat végzett. Az első két munkában többek között megállapították, hogy a legtöbb heves konvektív objektum hazánk délnyugati, illetve északi, északkeleti tájain fordult elő, továbbá a tér- és időbeli sajátosságok mellett a jelenségek szinoptikai háttereit is vizsgálták. Énekes munkájára a következő fejezetben térünk ki, míg Kohlmann megalkotott egy, mind a gyakorlatban, mind pedig a további kutatásokban jól használható esetleválogató programot, amely segítségével vizsgálhatók az egyes konvektív paraméterek szinoptikus klimatológiai tulajdonságai.

## 2. Célkitűzés

Kutatásunk közvetlen előzményének Énekes (2010) munkája tekinthető, amely a 2009-es év megfelelő időszakára vizsgálta meg a Magyarország területén detektálható, minimum 40 dBZ-s radarjel-erősséggel (más néven reflektivitással) rendelkező objektumokat. Jelenlegi elemzésünkben a vizsgált időszak hosszán túl a reflektivitás küszöbértékét is megnöveljük. A magasabb küszöbérték segítségével célunk a heves konvektív cellák azonosítása, illetve azok környezetének labilitási indexekkel és egyéb nedvességi, szélnyírási mennyiségekkel történő minél pontosabb jellemzése. Azoknál a változóknál, amelyeknél a stabilis ( $\theta(S)$ ) és a labilis ( $\theta(L)$ ) légköri helyzetek jól elkülöníthetők egymástól, szeretnénk küszöbértékeket kijelölni a heves konvekció kialakulásának lehetőségét

illetően. Fontosnak tartjuk továbbá a változók előfordult abszolút minimum-, illetve maximumértékeinek vizsgálatát is a megfelelő időszakra, amelyek legfőképp a konvektív aktivitást gyengébben jellemző mennyiségekhez tartozó küszöbértékek meghatározásában lehetnek segítségünkre. Cikkünkben a kutatásunk legfontosabb eredményeit mutatjuk be (1. táblázat).

## 3. Módszerek

Vizsgálatunk alapvetően a hazai meteorológiai radarméréseken, illetve a GFS numerikus modell eredményeinek összevetésén alapul. Elemzésünket a 2011–2013-as évek áprilistól szeptemberig terjedő időszakára végeztük el.

### 3.1. A felhasznált radaradatok

A radarmérések segítségével több, egymástól különböző módon is kaphatunk információt a légkör elemeiről. Az általános mérési módok közül a PPI (Plan Position Indicator – helyzetet jelző mérés) a legelterjedtebb. PPI-mérés esetén a radar rögzített kibocsátási szög mellett folyamatosan körbefordul, majd ezt az impulzus-kibocsátási szög növelése után ismételt elvégzi, így a légköri elemek elhelyezkedéséről, méretéről és alakjáról összetettebb képet kaphatunk. A PPI-mérés segítségével mindhárom hazai radarral (nyugati országrész: Pogányvár, keleti országrész: Napkor, az ország középső területei: Pestszentlőrinc) szerzett információk alapján, az egyes berendezések által előállított mérésekből létrehozhatók az országos kompozit képek, melyeknek a vizsgálatunkban alkalmazott felbontása időben 15 perc, térben  $2 \times 2$  km.

### 3.2. GFS modelladatok

Kutatásunk szerves részét képezik a GFS (Global Forecast System) adatai is. A GFS egy globális, hidrosztatikus időjárás-előrejelző modell, mely a National Centers

**1. táblázat: A kutatás során vizsgált összes változó.** Jelen tanulmányban a vastaggal kiemelt mennyiségekre vonatkozó eredményeinket mutatjuk be.

Paraméter	Származtatott változók
CAPE Index - konvektív hasznosítható potenciális energia	TLR - hőmérsékleti gradiens / több szinten
MLMUCAPE - kevertretegű potenciális energia	BII - Boyden Instability Index
CIN - konvektív gátlás	TT - Total Totals
MLMUCIN - kevertretegű konvektív gátlás	KI - K-index
LI - emelési index	TI - Thompson index
BLI - Best Lifted Index	NI - nedvesség index
RH - relatív nedvesség / több szinten	SHR - szélnyírás / több magassági szint között
Kihullható vízmennyiség	BRN - Bulk-Richardson-szám
Specifikus nedvesség 2 m-en	MC - nedvesség konvergencia
	0 °C-os szint magassága
	Divergencia / több szinten

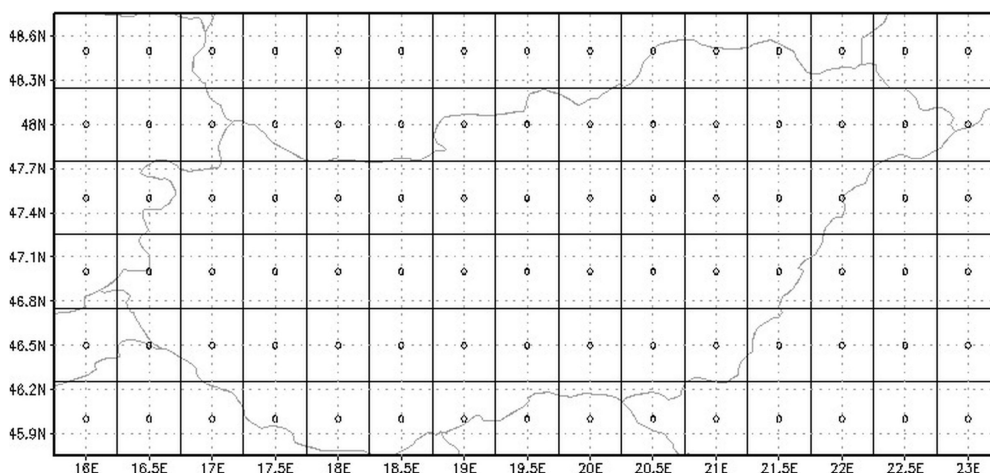
for Environmental Prediction (NCEP) fejlesztése alatt áll. A modell kezdeti verzióját, az MRF-et (Medium Range Forecast) Sela fejlesztette ki az 1980-as években (Sela, 1982). Ezt követően számos fejlesztésen ment keresztül, napjainkban a horizontális rácsfelbontás már  $0,5 \times 0,5$  fok, amely a szélességünkön megközelítőleg 55 km-es rácsávolságot jelent. A vertikális felbontás 64 szintet különböztet meg. Időbeli felbontás alapján két szakasz különíthető el: a hat óraként lefutó modell az első részben (0–180 óra) 3 óránként, a másodikban (180–384 óra) 12 óránként szolgáltat információt a légkör várható állapotáról (NCEP, 2013). További előnye, hogy az eredmények szabadon és gyorsan hozzáférhetők. A vizsgálathoz felhasznált GFS-adatok az amerikai NOMADS (National Operational Model Archive & Distribution System) szerveréről származnak (NOMADS, 2013). Vizsgálatunkhoz a numerikus modell 00, 06, 12 és 18 UTC-s analíziseit, illetve első előrejelzési időlépcsőit (analízis +3 óra: 03, 09, 15 és 21 UTC) használjuk fel, így kellő, 3 órás finomságú adatsort nyerünk.

### 3.3. Zivatarellipszisek előállítása

Elsőként egy ismert zivatardetektáló- és követő módszer segítségével Magyarország területére előállítjuk a zivatarellipszisek területi eloszlásait. Ez egy matematikai-programozási eljárás: a TITAN (Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis and Nowcasting) (Dixon & Wiener, 1993). A program az egymást követő radarképeken megjelenő magas reflektivitású góccokat detektálja és követi. Amennyiben talál olyan objektumot, amely meghaladja az általunk előre meghatározott területi ( $T_{limit}$ ) és radarjel-erősségi ( $R_{limit}$ ) küszöbértékeket, területét azonos tulajdonságú ellipszissel közelíti, miközben számolja az egyes rácsdobozokba eső ellipszisközéppontokat is. Az eljárás segítségével megadhatók a zivatarellipszis derékszögű-koordinátarendszerben kifejezett középponti koordinátái, kis- és nagytengelyei, illetve az alkotó képpontok darabszáma is (Horváth et al., 2008). Kutatásunkban a  $T_{limit} = 5$  pixel ( $20 \text{ km}^2$ ), míg a  $R_{limit} = 45 \text{ dBZ}$ . Azokat az objektumokat, amelyek eleget tesznek a fenti küszöbértékeknek, heves zivatarellipsziseknek nevezzük.

### 3.4. A zivatarellipszisek számának és a GFS modell eredményeinek összevetése

Az ellipszis-detektáló programrendszer segítségével 15 perces felbontásban előállítjuk a zivatarellipszisek területi eloszlásait a megadott rácsálózatra (1. ábra). Ekkor



1. ábra: A kutatás során vizsgált rácsálózat. „0”-val a rácsközpontokat jelöltük meg.

minden  $55 \times 55 \text{ km}$ -es rácsdobozra ismertté válik a zivatarellipszis-középpontok száma a negyedórás időszakokban.

A 15 perces zivatarellipszis számokat a rendelkezésre álló modell kimeneti időpontokra összegezzük az adott modellidőpont plusz-mínusz másfél órás időtartamára. Erre a finomítási időeltolásra azért van szükség, hogy folyamatosan, a modellkimenetekhez illeszkedve láthassuk a detektált zivatarellipszisek keletkezési, áthelyeződési és leépülési folyamatait. Az ellipszisközéppontok számához az 1. táblázatban felsorolt modellváltozókat párosítjuk minden 3 órás időszakra.

A kigyűjtött adatszoportokat a labilitási energia és a konvektív aktivitás, azaz a detektált zivatarellipszisek száma alapján Énekes (2010) tipizálását követve különböző kategóriákba soroljuk (2. táblázat). Abban az esetben, ha egyetlen ellipszis sem detektálható a vizsgált 3 órás időintervallumban, a leglabilisabb kevertrétegű potenciális energia értéke alapján megkülönböztetünk stabilis, illetve labilis helyzetet.

Utolsó lépésben eredményeinket ún. box-whisker (box plot) vagy dobozdiagramok (Benjamini, 1988)

2. táblázat: A vizsgálat során alkalmazott csoportosítási rendszer.

Kategória neve	Kategória leírása	Esetszám
0 (S)	Stabilis helyzet ( $MLMUCAPE = 0 \text{ J/kg}$ ) és nincs jelen zivatarellipszis	230 042
0 (L)	Labilis helyzet ( $MLMUCAPE > 0 \text{ J/kg}$ ) és nincs jelen zivatarellipszis	265 260
1	1 db detektált zivatarellipszis	2 846
2–5	A detektált zivatarellipszisek száma 2 és 5 között van	3 614
6–10	A detektált zivatarellipszisek száma 6 és 10 között van	934
> 10	A detektált zivatarellipszisek száma több mint 10	272

segítségével szemléltetjük. A dobozdiagramokon az adat-sorok alábbi statisztikai jellemzőit jelenítjük meg: 95%-os, 75%-os, 25%-os és 5%-os percentilisek. A 25%-os és a 75%-os percentiliseket alsó és felső kvartiliseknek is nevezzük. Az  $n$  százalékos percentilis érték azt jelenti, hogy az adatok  $n$  százaléka kisebb, mint a megjelenő érték, azaz ha például a 25%-os percentilis értéke 19, akkor az adatok 25%-a kisebb 19-nél. Eredményeink megjelenítésének áttekinthetősége érdekében az ábrákon csak a kvartilisek számértékeit tüntetjük fel, a 95%-os és 5%-os percentiliseket a különbségvonalak jelölik.

## 4. Eredmények

Ebben a fejezetben a három évre elvégzett vizsgálat során kapott eredményeinket mutatjuk be. Ezek megjelenítése és elemzése mellett az egyes instabilitási indexek meghatározási módját is ismertetjük.

### 4.1 Thompson Index (TI)

A TI (Haklander & Van Delden, 2003) a K-index (KI) és a Best Lifted Index (BLI) különbségeként áll elő:

$$TI = KI - BLI, \quad (1)$$

ahol

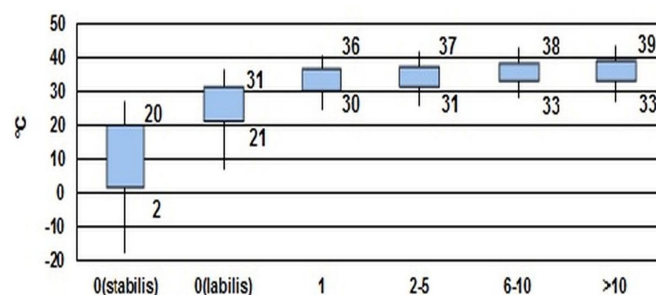
$$BLI = T_{\text{körny}500} - T_{\text{légrész}500}, \quad (2)$$

$$KI = (T_{850} - T_{500}) + T_{D850} - (T_{700} - T_{D700}), \quad (3)$$

A BLI meghatározása általában a termodinamikai diagramok segítségével történik. A talajról indított légréteg elöbbszár az adiabatán mentén emelkedik, majd a kondenzációs szintet elérve a nedves adiabatán halad tovább egészen az 500 hPa-os nyomási szintig, ahol meghatározzuk a légréteg hőmérsékleti értékét ( $T_{\text{légrész}500}$ ). Ezt az értéket kivonjuk a környezet 500 hPa-os nyomási szintre vonatkozó hőmérsékletéből ( $T_{\text{körny}500}$ ). Ennek a különbségnek a segítségével képet kaphatunk a légoszlopban körülbelül 5 km-es magasságban uralkodó felhajtóerő nagyságáról. Ha a BLI negatív, akkor felhajtóerő áll rendelkezésre. Az egyenletekben  $T_{850}$  a 850 hPa-os,  $T_{700}$  a 700 hPa-os és  $T_{500}$  az 500 hPa-os nyomási szinteken mért léghőmérsékleti értékek, míg  $T_{D850}$  a 850 hPa-os és  $T_{D700}$  a 700 hPa-os nyomási szint harmatpontja. A K-index egyszerre vizsgálja az 500 hPa-os és 850 hPa-os nyomási szintek közti hőmérsékleti gradiens értékét és a rendelkezésre álló nedvességet. Minél nagyobb a hőmérsékletkülönbség a vizsgált két szint között, annál valószínűbb a zivatarok kialakulásának lehetősége, mert a gradiens növekedésével a levegő rétegzettsége a stabilból instabillá válik. A 850 hPa-os nyomási szint harmatpontja a felszínről érkező nedvesség mennyiségét jelzi, mely minél nagyobb, annál több energiával rendelkezik az objektum. Ha a fenti feltételek kedvezőek, de a köztes 700 hPa-os szinten nincs elegendő nedvesség (vagyis

a hőmérséklet és a harmatpont különbsége nagy), akkor nem alakul ki heves konvektív jelenség. Mivel a BLI értéke konvekciót támogató környezetben negatív, ezért a TI meghatározásakor a K-indexből kivonva kapunk egyre nagyobb TI értéket, ahogyan a zivatarok kialakulásának esélye növekszik.

A 2. ábra alapján elmondható, hogy 30°C-ot meghaladó értékek esetén már gyakran kialakulnak 45 dBZ-t meghaladó zivatarellipszisek, míg a detektálható objektumok nélküli labilitás már 20°C fölötti értékek esetén is jelentkezik. A zivatarellipsziseket tartalmazó kategóriák értékei viszonylag szűk tartományon belül helyezkednek el, a 33°C-os küszöbérték meghaladása már nagy valószínűséggel eredményez több ellipszist. Az index szélsőértékeinek vizsgálata során levonható a következtetés, hogy minél több ellipszis figyelhető meg, annál magasabb, de mindenképpen pozitív minimumértékek fordulnak elő, míg a maximumok elérik a 48–52°C-ot (3. táblázat).



2. ábra: A Thompson Index dobozdiagramja.

3. táblázat: A Thompson Index előfordult szélsőértékei az egyes kategóriákban.

45 dBZ	0(S)	0(L)	1	2-5	6-10	>10
Minimum	-72	-52	-26	3	16	17
Maximum	37	52	49	49	51	48

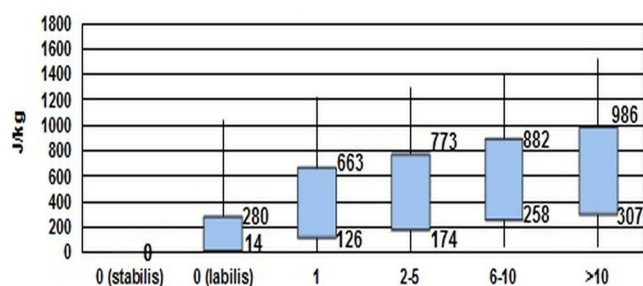
A vizsgálat során kapott eredményeink nem térnek el jelentősen az index nemzetközi szakirodalomban meghatározott 28,5°C-os küszöbértékétől (Brothers, 2008).

### 4.2. Hozzáférhető konvektív potenciális energia (CAPE)

A CAPE az az energiamennyiség, ami a felszínről induló légrétegben emelkedés közben maximálisan felszabadulhat, azaz a termodinamikai diagramon a pozitív terület nagysága a szabad konvekció szintje és a kiegyenlítési szint között. A szabad konvekció szintje az a magasság, ahol a felfelé mozgó légréteg hőmérséklete megegyezik a környezet hőmérsékletével, illetve e felett már melegebb annál, biztosítva ezzel a további emelkedést. A kiegyenlítési szint pedig az a szint, ahol a légréteg hőmérséklete már ismét megegyezik a környezetével, így a cella már nem kap többletenergát a további emelkedéshez. A hozzáfér-

hető konvektív potenciális energiát gyakran *SBCAPE*-vel is jelölik, ami az angol „surface based” (talajalapú) kifejezésből ered. Egyéb származtatott változatai még a *MUCAPE* (legnagyobb hozzáférhető potenciális energia) és az *MLCAPE* (kevertrétegű potenciális energia) vagy ezek kombinációja, az *MLMUCAPE* (Markowski & Richardson, 2010). A tapasztalat azt mutatja, hogy célszerűbb a kevert típusú CAPE alkalmazása, hiszen esetében már nem csak a felszíni adatokat vesszük figyelembe, hanem a légréteg 1600–1800 méteres magasságig terjedő hőmérsékleti és nedvességi viszonyait is. Az *MLMUCAPE* még előnyösebb, mivel ekkor az alsó légrétegek különböző tartományából kevert és indított CAPE értékek közül a leglabilisabbat vesszük. A kevert típusú labilitási energiák, ellentétben a talajalapúval, megjelenítik az emelt (például éjszakai) konvekciót is, emiatt az elkülönítési osztályozásnál is az *MLMUCAPE*-t használjuk.

Ahogy 3. ábrán is látható, az *MLMUCAPE* esetében a „nullás” és „nem nullás” esetek viszonylag jól elkülönülnek. A egyetlen detektált ellipszis esetében körülbelül 100–200 J/kg fölötti, míg több ellipszis kialakulásához minimum 200–300 J/kg-nyi energia szükséges. Érdekeség, hogy a legnagyobb CAPE érték éppen egy labilis, de zivatarellipszist nem detektáló esetben jelent meg, a zivatarellipszises helyzetekben jellemzően annál alacsonyabb, 2400–2800 J/kg közötti csúcserkékek vannak, amely az ellipszisszám növekedésével fordított arányban áll (4. táblázat). Ennek lehetséges oka, hogy gyengébb labilitás esetén a külső tényezők szerepe erőteljesebben megmutatkozhat, így a légréteg emelését biztosító energiamegnyiség származhat a szélnyírás és/vagy orográfia, illetve frontvonal együttes hatásából. A legmagasabb érték megjelenésekor valószínűleg még csak kevésbé heves cellák alakultak ki vagy nem állt rendelkezésre elegendő középszíni nedvesség.



3. ábra: A kevertrétegű, leglabilisabb CAPE (*MLMUCAPE*) dobozdiagramja.

4. táblázat: Az *MLMUCAPE* előfordult szélsőértékei az egyes kategóriákban.

45 dBZ	0(S)	0(L)	1	2-5	6-10	>10
Minimum	0	1	0	0	61	49
Maximum	0	4738	2868	2710	2611	2401

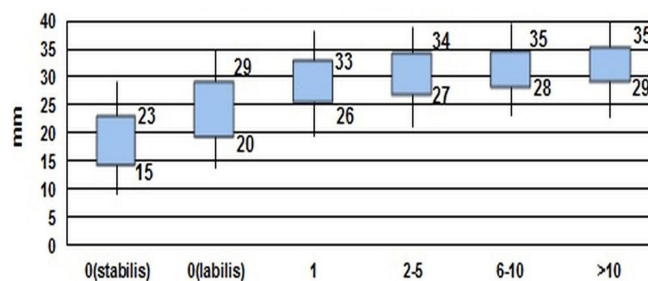
### 4.3. Kihullható vízmennyiség

A kihullható vízmennyiség egy olyan nedvességi paraméter, amely egy adott légoszlop teljes vízgőztartalmának kihullását adja meg (Solot, 1939). A  $z_1 > z_0$  magassági szintek közötti rétegben a kihullható víztartalmat az alábbi összefüggés alapján kaphatjuk meg:

$$p = \int_{z_0}^{z_1} (\rho_v + \rho_w + \rho_i) dz, \quad (4)$$

ahol  $\rho_v$ ,  $\rho_w$  és  $\rho_i$  az egyes vízfázisokra (v: vízgőz; w: folyékony víz; i: jég) vonatkozó sűrűségi értékek. Ez egy elméleti érték, amely természetesen függ a hőmérséklettől is, hiszen minél melegebb a levegő, annál több vízgőzt képes befogadni, amivel nő a légréteg kihullási potenciálja is. Ha a kihullható vízmennyiség várható értéke meghaladja a 25 mm-t, akkor felhőszakadásra lehet számítani, amely lassan áthelyeződő zivatarok esetében kiemelt jelentőséggel bír, hiszen villámárvizeket okozhat.

A kihullható vízmennyiség vizsgálata során is viszonylag jól elkülönültek a stabilis és labilis, illetve a „nullás” és a „nem nullás” esetek (4. ábra). Elmondhatjuk, hogy amennyiben a légréteg kihullható vízmennyisége kisebb, mint 20 mm, akkor kis eséllyel kell számítanunk konvektív esemény kialakulására a légkörben. Azonban, ha értéke meghaladja a 26 mm-t, akkor nagy valószínűséggel jön létre heves konvekció. Látható még, hogy a kihullható vízmennyiség elméleti értéke az ellipszisszám növekedésével emelkedik, hiszen minél több zivatarellipszis keletkezéséhez adottak a légköri feltételek, annál nagyobb mértékű csapadékkihullásra számíthatunk. Az 5. táblázatban megjelenített szélsőértékekből kiderül, hogy már egyetlen detektált zivatarellipszis létrejöttéhez is legalább 8 mm-nyi kihullható vízmennyiség társult (amely a magasabb kategóriák felé haladva méginkább nőtt), míg a maximumok a 46 mm-t is elérték.



4. ábra: A kihullható vízmennyiség dobozdiagramja.

5. táblázat: A kihullható vízmennyiség előfordult szélsőértékei az egyes kategóriákban.

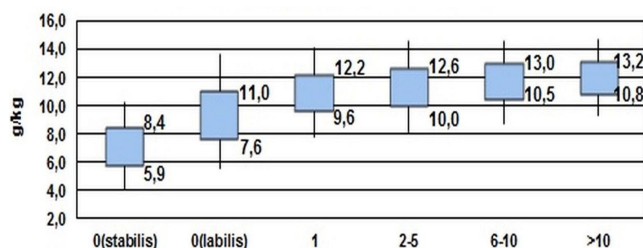
45 dBZ	0(S)	0(L)	1	2-5	6-10	>10
Minimum	2	4	8	14	16	19
Maximum	43	47	45	46	46	46

Mivel a csapadékeloszlást nagy térbeli változékonyság jellemzi, így a kihullható vízmennyiség meghatározása is inkább regionálisan értelmezhető. Összevetve azonban eredményeinket a nemzetközi szakirodalommal, például Duplika & Reuter (2005) kanadai vizsgálatai alapján is megadható egy 25 mm-es átlagos küszöbérték a hevesebb konvektív események kialakulásához.

#### 4.4. Specifikus nedvesség

A specifikus nedvesség a nedves levegőben lévő vízgőz és a nedves levegő tömegarányát adja meg (Götz & Rákóczi, 1981).

A specifikus nedvességre kapott eredményeink alapján elkészített eloszlási diagramon elkülöníthetők egymástól a stabilis, illetve labilis, azon belül is az ellipsziseket tartalmazó, heves konvekcióval járó kategóriák (5. ábra). Jól látszik, hogy körülbelül 9 g/kg-nál kisebb értékek esetén viszonylag kis valószínűséggel fordulnak elő zivatarellipszisek a vizsgált 3 órás időintervallumokban. Ez az érték az ellipsziszszám növekedésével együtt haladva folyamatos emelkedést mutat, azaz több zivatarellipszis esetén nagyobb mennyiségű vízgőz található az egységnyi tömegű nedves levegőben, 2 méteres magasságban. A köztük fennálló kapcsolatra lehetséges magyarázat, hogy az emelkedő légréteg hűlése során a kondenzálódó vízgőzből további energia szabadul fel (látens hő), amely a légtest melegítésére fordítódik, így az még több nedvességet lesz képes magában tartani. A szélsőértékek is hasonló eredményt tükröznek, sőt a 6. táblázatból az is kiderül, hogy az intenzívebb konvekciót tartalmazó kategóriákban egyre szűkebb tartományra korlátozódnak a minimum-, illetve maximumértékek.



5. ábra: A specifikus nedvesség dobozdiagramja.

6. táblázat: A 2 m-es magasságban számított specifikus nedvesség előfordult szélsőértékei az egyes kategóriákban.

45 dBZ	0(S)	0(L)	1	2-5	6-10	>10
Minimum	1,2	1,8	4	5,5	6	7,4
Maximum	15,2	23,1	18,9	18,2	19,1	18

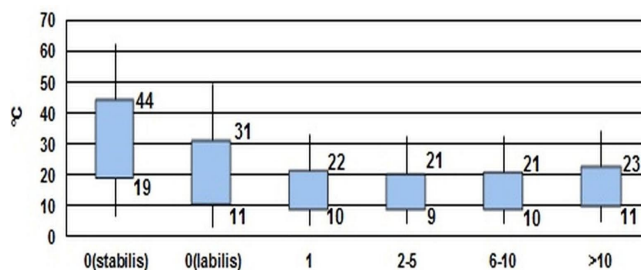
#### 4.5. Nedvességi Index (NI)

A NI a 850 hPa-os, a 700 hPa-os és az 500 hPa-os magassági szintek hőmérsékleti és harmatponti adataiból számolt harmatpont-depressziót veszi figyelembe (Litynska, Parfiniewicz, & Pinkowski, 1976):

$$NI = (T - T_{D,850}) + (T - T_{D,700}) + (T - T_{D,500}), \quad (5)$$

ahol  $(T - T_{D,850})$  a 850 hPa-os szinthez tartozó,  $(T - T_{D,700})$  a 700 hPa-os szinten számolt, a  $(T - T_{D,500})$  az 500 hPa-os szintű hőmérséklet és harmatpont különbségek. Ennek alapján az index értéke és a légoszlop nedvességtartalma fordított arányosságban állnak egymással.

A NI eloszlási diagramján látható, hogy a vizsgált stabilis és labilis kategóriák értékei nem határolódnak el élesen egymástól. Általánosan elmondható, hogy a zivatarellipszis-szám növekedésével az egyes kategóriákhoz tartozó felső kvartilisek értékei csökkennek, de a heves konvektív jelenségeket detektáló esetekben mind az alsó, mind pedig a felső kvartilisek értékei közel együtt mozognak. A 6. ábrán jól látszik, hogy heves konvekció az esetek döntő többségében 22°C-os érték alatt fordult elő, de önmagában ez kevés információ egy intenzív zivatar kialakulási valószínűségének eldöntéséhez, hiszen ilyen értékek a stabilis, illetve labilis, de ellipszist nem tartalmazó esetekben is viszonylag gyakran megjelentek. A 7. táblázat mutatja, hogy a kategóriákhoz tartozó maximumértékek fordított arányosságban állnak az ellipsziszszám növekedésével, hiszen minél nedvesebb a vizsgált légréteg, annál alacsonyabbak lesznek a különböző nyomási szintekhez tartozó harmatpont-deficit értékek.



6. ábra: A Nedvességi Index eloszlási diagramja.

7. táblázat: A 2 m-es magasságban számított specifikus nedvesség előfordult szélsőértékei az egyes kategóriákban.

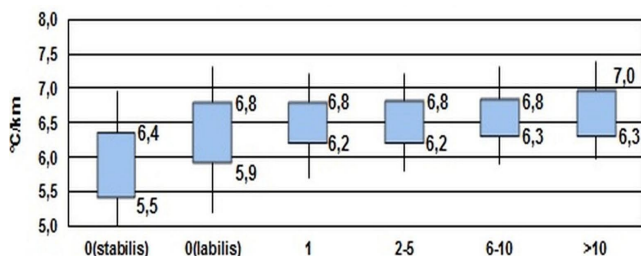
45 dBZ	0(S)	0(L)	1	2-5	6-10	>10
Minimum	0	0	0	0	1	0
Maximum	120	95	58	61	61	49

#### 4.6. Különböző nyomási szintek közötti vertikális hőmérsékleti gradiens (TLR)

A TLR a környezet hőmérsékletének magassággal történő változását mutatja meg. Ha a TLR értéke körülbelül 1°C-ot változik 100 méterenként, akkor száraz adiabatikus rétegződésről beszélünk. Amennyiben a TLR körülbelül 5°C/km, nedves adiabatikusnak tekintjük a légrétegződést. Ha a környezet hőmérsékleti gradiense nagyobb, mint az emelkedő légrézecsckéé, akkor a rétegződés instabil, ugyanis ekkor a cella kevésbé hűl, így melegebb marad, mint a környezete, ez pedig az emelkedés feltétele. Fordított esetben, azaz ha a környezet hőmérsékleti

gradiense az alacsonyabb, a légkört stabilan rétegzettnek tekintjük. A hőmérsékleti gradiens különböző nyomási szintek között is vizsgálható, pontosabb képet kapva ezzel a troposzféra egyes részéről.

A 850 hPa-os és az 500 hPa-os nyomási szintek közötti vertikális hőmérsékleti gradiens eloszlási diagramján csak kismértékű elkülönülés fedezhető fel a vizsgált kategóriák között. A TLR a zivatarellipszist tartalmazó kategóriákban 6–7°C/km körül helyezkedik el, míg a „nullás” típusoknál alacsonyabb értékek is megjelennek (7. ábra). A végzett szélsőérték vizsgálatokból az is kiderül, hogy a minimum-, illetve a maximumértékek együttesen egy szűk tartományban változnak mind a stabilis, mind a labilis esetekben, ezért az index használata során mindenképp figyelembe kell vennünk egyéb labilitási indexek számértékeit is a megfelelő pontosságú előrejelzés elkészítéséhez (8. táblázat).



7. ábra: A 850 és az 500 hPa-os nyomási szintek közötti vertikális hőmérsékleti gradiens dobozdiagramja.

8. táblázat: A 850 és az 500 hPa-os szintek közötti vertikális hőmérsékleti gradiens előfordult szélsőértékei az egyes kategóriákban.

45 dBZ	0(S)	0(L)	1	2-5	6-10	>10
Minimum	3,1	2,9	4,7	4,1	4,7	5,2
Maximum	8,4	8,8	8,3	8,1	7,7	8

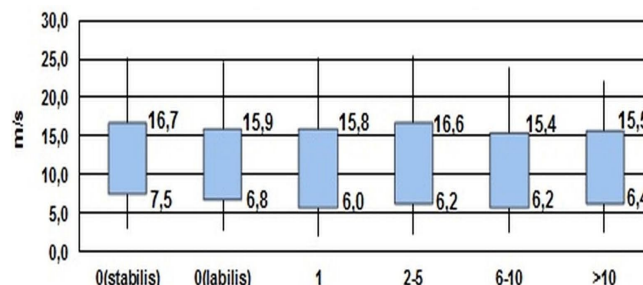
A kutatás során megvizsgáltuk még az 1000 és 850 hPa-os, a 700 és 500 hPa-os, illetve a 700 és 400 hPa-os nyomási szintekhez tartozó hőmérsékleti gradienseket is, de esetükben még gyengébb szétválaszthatóság jelenik meg a definiált kategóriák között, ezért csak a fent említett típus eredményeit közöljük.

#### 4.7. Különböző magassági szintek közötti vertikális szélnyírás

A szélnyírások a szélvektorok térbeli változásait szemléltetik. Az előrejelzési gyakorlatban általában két szintet hasonlítanak össze, leggyakrabban a 0–1 km (körülbelül 1000 és 900 hPa), a 0–2,5 km (körülbelül 1000 és 750 hPa), a 0–6 km (1000 és 450 hPa), illetve a 0–8 km (1000 és 350 hPa) szintek közötti szélnyírás kap figyelmet. Vizsgálatunkban a sebesség szerinti különbségeket elemezzük, de az előrejelzési térképeken szokás a szélnyírás vektorának irányát is megjeleníteni.

A 8. ábrán bemutatott, 0 és 6 km-es magassági

szintek közötti szélnyírás dobozdiagramján gyakorlatilag nincs érzékelhető elhatárolódás a stabilis, illetve a labilis kategóriák között. Elmondható, hogy az értékek széles skálán mozognak, így szűkebb tartományt nem tudunk megadni. Azonban fontos kiemelni, hogy a legnagyobb értékek általában az ellipszis nélküli esetekben fordulnak elő, tehát nagy szélnyírásnál csak ritkán alakul ki heves konvekció (9. táblázat).



8. ábra: Az 1000 és 450 hPa (0–6 km-es) szintek közötti szélnyírás dobozdiagramja.

9. táblázat: Az 1000 és 450 hPa (0–6 km-es) szintek közötti szélnyírás előfordult szélsőértékei az egyes kategóriákban.

45 dBZ	0(S)	0(L)	1	2-5	6-10	>10
Minimum	0	0	0,3	0,1	0,3	0,4
Maximum	54,1	52,8	37,6	37,3	37,3	28,4

Az eredményeket a tapasztalat is megerősíti, a túl erős szélnyírás többnyire rontja a heves konvekció esélyeit, kivéve, ha az rendkívül erős labilitással párosul, ez pedig Magyarország területén viszonylag ritkán fordul elő.

#### 4.8. A vizsgált változók összegzése

Ahogy a tanulmányban bemutatott labilitási mérőszámok és egyéb mennyiségek dobozdiagramjain is látszik, nem minden vizsgált változóról mondható el, hogy segítségével megfelelő pontossággal jellemezhető a konvektív környezet, hiszen egyes indexeknél még a stabilis és labilis légköri állapotok sem különíthetők el élesen egymástól.

Néhány vizsgált instabilitási, szélnyírási, illetve nedvességi változót tekintve azonban megadhatunk olyan küszöbértékeket, amelyek megjelenése esetén a gyakorlatban kis eséllyel számíthatunk konvekcióra. A 10. táblázatban összefoglalt adatok alapján látszik, ha az előrejelzendő időszakra a BLI értéke magasabb, mint 2°C, konvektív esemény csak kis valószínűséggel fordulhat elő az adott területen. Ugyanez mondható el akkor is, ha a KI és/vagy a TI értéke alacsonyabb 24, illetve 25°C-nál. Ha a modelladatok alapján a kihullható vízmennyiség nem haladja meg a 20 mm-t, valamint a 2 méteres magasságban várható specifikus nedvesség értéke a 8 g/kg-ot, akkor a légköri feltételek szintén nem kedveznek a

konvekciónak. A heves időjárási események kialakulásának eldöntésében segítségünkre lehet még a NI, valamint a tanulmányban nem részletezett, de megvizsgált Total Totals Index (Miller, 1967) és Boyden Instability Index (Boyden, 1963) értékeinek áttekintése is.

**10. táblázat: A vizsgált mennyiségekhez tartozó (heves) konvekciómentes küszöbértékek.**

Változó	Nem valószínű heves konvekció
LI [°C]	> 4
BLI [°C]	> 2
KI [°C]	< 24
TI [°C]	< 25
Kihullható vízmennyiség [mm]	< 20
Specifikus nedvesség [g/kg]	< 8
BII [°C]	< 95
TT [°C]	< 45
NI [°C]	> 32

A fenti táblázatban összegyűjtött küszöbértékeket az egyes indexekre vonatkozó 5%-os, vagy 95%-os percentilisek értékeinek vizsgálatával határoztuk meg attól függően, hogy az adott labilitási mérőszám magas vagy alacsony értéke jellemzi a konvektív folyamatokat. Az említett kilenc változó közül hat esetben megadhatók szűkebb tartományok is a légköri heves konvekció jellemzésére.

A 11. táblázatban megjelenített, a különböző változókra vonatkozó intervallumokat a vizsgált, egymástól jól elkülönülő kategóriák 25, illetve 75%-os percentilisek előforduló értékeinek segítségével határoztuk meg. A táblázat második oszlopában azokat az értékeket jelenítettük

meg, amelynek elérése esetén nagy valószínűséggel számíthatunk kialakuló heves légköri eseményre. A harmadik oszlop azokat a küszöbértékeket tartalmazza, amely az adott mennyiségre vonatkozóan biztosítja az előrejelzőt arról, hogy várható több, akár nagyobb területet is lefedő heves zivatar. Például a KI esetében elmondható, ha értéke meghaladja a 29 °C-ot, a légköri feltételek kedvezőek intenzív konvektív jelenség kialakulásához, míg a 31 °C-nál magasabb érték nagyobb számú detektálható objektum megjelenését is jelezheti.

A táblázat segítségével összegzett eredmények így már könnyedén és azonnal alkalmazhatók az előrejelzések készítésénél, javítva azok pontosságát.

## 5. Összegzés

A heves konvekciót vizsgáló kutatásunk célja, hogy kiderítsük, mely labilitási mérőszámok alkalmazása javíthatja leginkább a zivataros helyzetben készülő előrejelzések pontosságát. A vizsgált változók a GFS időjárás-előrejelző modell amerikai szerveréről származnak. Az elemzéshez felhasználtuk még az Országos Meteorológiai Szolgálat radarhálózatában található berendezések méréseit is. A keletkező zivatarok radarképeken megjelenő, szabálytalan alakú alakzatait ugyanakkora területű ellipszisekkel modelleztük. A kutatás során csak azokat az objektumokat vettük figyelembe, amelyek eleget tettek az általunk előre meghatározott területi és radarjel-erősségi küszöbértékeknek, tehát legalább 20 km<sup>2</sup>-nyi területen minimum 45 dBZ-s reflektivitással rendelkeztek. A kigyűjtött adatcsoportok osztályozására hattagú rendszert alkalmaztunk, amelyben az egyes, vizsgált kategóriákat a detektálható zivatarellipszisek száma alapján különítettük el egymástól. Utolsó lépésként eredményeinket dobozdiagramok segítségével jelenítettük meg. Megvizsgáltuk emellett a modellben megtalálható, illetve az általunk származtatott változók előforduló szélsőértékeit is a 2011–2013 közti időszakra, Magyarországi területére.

A vizsgálat során összesen 52 labilitási indexet és egyéb paramétert elemeztünk, jelenleg ezek közül hetet mutatunk be. Közülük a Thompson Indexet, az MLMUCAPE-t és a kihullható vízmennyiséget találtuk kifejezetten

**11. táblázat: Az egyes indexek esetén a heves konvekció kialakulásának kedvező tartományok.**

Változó	Kialakulhat heves zivatar	Nagyobb számban is kialakulhatnak heves zivatarok
LI [°C]	≤ 0	≤ -1
BLI [°C]	≤ -0,5	≤ -1,5
KI [°C]	≥ 29	≥ 31
TI [°C]	≥ 30	≥ 33
Kihullható vízmenny. [mm]	≥ 26	≥ 29
Specifikus nedvesség [g/kg]	≥ 9	≥ 11



megbízhatónak a heves konvekcióval járó légköri események előrejelzéséhez. Találtunk azonban olyan változókat is, amelyeknél a zivatarellipszis-szám növekedése és az index értéke között nem volt olyan erős összefüggés, a tanulmányban erre példa a szélnyírás, a Nedvességi Index és a különböző magassági szintek közötti vertikális hőmérsékleti gradiens. A megfelelő pontosságú előrejelzés készítéséhez nem szabad azonban figyelmen kívül hagynunk e mennyiségek értékeit sem, hiszen gyakran hordoznak fontos információt a konvektív környezet állapotáról. Az egyes mérőszámok alkalmazásánál mindeképp szükséges több paraméter együttes szemlélete, valamint nagy segítséget jelenthet az is, ha ismerjük, melyek a hozzájuk tartozó előfordult minimum-, illetve maximumértékek ahhoz, hogy a lehető legpontosabb előrejelzést készíthessük.

Jövőbeli terveink között szerepel a vizsgálati idő további hosszabbítása, valamint szeretnénk jelenlegi eredményeinket magasabb reflektivitási küszöbértékek eredményeivel is összehasonlítani, átfogóbb képet adva ezzel az intenzív légköri események szinoptikus és lokális feltételeiről. Fontosnak tartjuk esettanulmányok készítését, azt vizsgálva segítségükkel, hogy a paraméterek mely kombinációja a legkedvezőbb a heves zivatarok kialakulásához. Ezekon túlmenően célszerű lenne még a felhasznált radarméréseket más előrejelző modellekben található adatokkal is összevetni a megfelelő időszakokra, összehasonlítva ezzel a modellek érzékenységet a konvektív folyamatokra. A bemutatott eredmények azonnal alkalmazhatóak a mindennapi előrejelzések, a veszélyjelzések készítésénél, emellett hasznosak lehetnek a balatoni viharjelzésnél, illetve fontos információkat nyújthatnak a repülésmeteorológia számára is.

## 6. Irodalomjegyzék

- Benjamini, Y. (1988). Opening the Box of a Boxplot. *The American Statistician*, 42, 257–262. [doi:10.2307/2685133](https://doi.org/10.2307/2685133)
- Boyden, C. J. (1963). A simple instability index for use as a synoptic parameter. *Meteorological Magazine*, 92, 198–210.
- Brothers, D. A. (2008, October). *Forecasting summertime convection in western North Dakota using RAOB*. Paper presented at the 24<sup>th</sup> Conference on Severe Local Storms, Savannah, GA, Bismarck, ND: North Dakota Atmospheric Resource Board
- Dixon, M., & Wiener, G. (1993). TITAN – Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis, and Nowcasting – A Radar-based Methodology. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 10, 785–797. [doi:10.1175/1520-0426\(1993\)010%3C0785:titaa%3E2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1993)010%3C0785:titaa%3E2.0.co;2)
- Dupilka, M. L., & Reuter, G. W. (2006). Forecasting Tornadoic Thunderstorm Potential in Alberta Using Environmental Sounding Data. Part II: Helicity, Precipitable Water, and Storm Convergence. *Weather and Forecasting*, 21, 336–346. [doi:10.1175/waf922.1](https://doi.org/10.1175/waf922.1)
- Énekes, N. A. (2010). *Intenzív konvektív folyamatok környezetének vizsgálata modell analízisek alapján* (Diplomamunka kézirat). ELTE TTK Meteorológiai Tanszék, Budapest
- Götz, G., és Rákóczi, F. (1981). *A dinamikus meteorológia alapjai* (pp. 177–199). Budapest: Tankönyvkiadó.
- Haklander, A. J., & Van Delden, A. (2003). Thunderstorm predictors and their forecast skill for the Netherlands. *Atmospheric Research*, 67–68, 273–299. [doi:10.1016/s0169-8095\(03\)00056-5](https://doi.org/10.1016/s0169-8095(03)00056-5)
- Hegyfoky, K. (1912). A zivatarok napi periódusa Magyarországi sík és hegyes vidékén. *Időjárás*, 16, 269–272.
- Horváth, Á., Ács, F., & Seres, A. T. (2008). Thunderstorm climatology analyses in Hungary using radar observations. *Időjárás*, 112, 1–13.
- Kohlmann, M. (2013). *Konvektív paraméterek vizsgálata modellanalízisek alapján* (Diplomamunka kézirat). ELTE TTK Meteorológiai Tanszék, Budapest
- Litynska, Z., Parfiniewicz, J., & Pinkowski, H. (1976). The prediction of air mass thunderstorms and hails. *WMO Bulletin*, 450, 128–130.
- Markowski, P., & Richardson, Y. (2010). *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*. Wiley-Blackwell: Chichester [doi:10.1002/9780470682104](https://doi.org/10.1002/9780470682104)
- Miller, R. C. (1967). *Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Military Weather Warning*

- Center. *Volume 200 of Technical Report*, Washington, DC: Air Weather Service, United States Air Force
- NCEP (2013). *National Centers for Environmental Prediction (NCEP) EMC Model Documentation*. <http://www.emc.ncep.noaa.gov/modelinfo/index.html> [olvasva: 2013. október 1-jén]
- NOMADS (2013). *Data Access, Hi-Res NCEP Model Datasets, GFS* [<http://nomads.ncdc.noaa.gov/data/gfs4/>]. Az adatok elérhetők: <http://nomads.ncdc.noaa.gov/data/gfs4/> [elérés: 2013. augusztus 01–15.]
- Riegl, S. (1902). A zivatarok évi és napi periódusa Kalocsán 1901-ben, a Schreiber-féle viharjelző nyomán. *Időjárás*, 6, 196–201.
- Sela, J. G. (1982). *The NMC Spectral Model*. NOAA Technical Report National Weather Service Series 30, Rockville: U.S. Department of Commerce
- Seres, A. T. (2006). *Heves konvektív folyamatok objektív vizsgálata* (Diplomamunka kézirat). ELTE TTK Meteorológiai Tanszék, Budapest
- Solot, S. B. (1939). Computation of Depth of Precipitable Water in a Column of Air. *Monthly Weather Review*, 67, 100–103. doi: 10.1175/1520-0493(1939)67%3C100:codopw%3E2.0.co;2
- Szalay–Ujfalussy, L. (1917). A zivatarok és a légnyomás. *Időjárás*, 21, 158–159.
- Szudár, B. (1992). A zivatar-tevékenység és néhány konvektív jelenség klimatológiai-statisztikai vizsgálata. *Léggör*, 37, 2–7.
- Váradi, A. (1898). A zivatarképződésről. *Időjárás*, 2, 182–186.