

EÖTVÖS LORÁND TUDOMÁNYEGYETEM

METEOROLÓGIAI TANSZÉK

**A zivataros kifutószelek vizsgálata Budapest Liszt Ferenc Nemzetközi
repülőtéren**



KÉSZÍTETTE: Buglyó Anett

Meteorológia MSc II.évf.

Témavezető: Kardos Péter



HungaroControl
Magyar Légiforgalmi Szolgálat Zrt.

HungaroControl Magyar Légiforgalmi Szolgálat Zrt.

RIRK-FMET

Tanszéki konzulens: Gaál Áron

ELTE Meteorológiai Tanszék

Országos Meteorológiai Szolgálat

Budapest, 2012.

Tartalomjegyzék

I.	Bevezetés	3
II.	A zivatarok legfontosabb kísérőjelenségei	4
1.	<i>A szélnyírás</i>	4
2.	<i>A microburst</i>	6
3.	<i>A turbulencia</i>	11
III.	A DCAPE meghatározása	18
1.	<i>A számításokhoz felhasználható matematikai módszerek</i>	19
2.	<i>A DCAPE és MDCAPE kiszámítása</i>	23
3.	<i>Következtetések</i>	26
IV.	Számítások és eredmények	28
1.	Az általunk végzett számítások	29
1.1	<i>A DCAPE és MDCAPE</i>	29
1.2	<i>Az átlagszél, a kifutószél és a downburst szélesebségének kiszámítása</i>	33
2.	Eredmények	35
3.	Következtetések	53
4.	Lehetséges hibaforrások	54
5.	További lehetséges vizsgálatok	55
V.	Összegzés	56
	<i>Függelék</i>	58
	<i>Irodalomjegyzék</i>	60
	<i>Köszönetnyilvánítás</i>	62

I. Bevezetés

Zivatarzónába kerülve a légi jármű pilótája egy időben több olyan jelenséggel találkozhat magát szembe, amelyek külön-külön is veszélyesek a repülésre. Ezek pedig a jegesedés, turbulencia, jégeső, villámcsapás és a szélnyírás. (Sándor Valéria-Wantuch Ferenc, 2004)

E dolgozat célja, megvizsgálni, hogy a talaj közelbe érve hogyan módosul a zivataros kifutószél, hogyan lehetne pontosítani az erre vonatkozó előrejelzéseket. A kifutószél megjelenésével a szél iránya és sebessége is megváltozhat, és ez különösen veszélyes repülőterek közelében, főként le- és felszálláskor, hiszen a szélirány gyors változása lecsökkentheti a repülőgépre ható felhajtóerőt és ezáltal a jármű földbe is csapódhat. Arra is keressük a választ, hogy milyen kapcsolat áll fenn a DCAPE és a repülőtéren mért kifutószél között. Ezen túl lehetőség szerint szeretnénk helyspecifikusabbá tenni a DCAPE alapján történő szélelőrejelzést. Utóbbi miatt azzal a problémával is foglalkozunk, hogy hogyan lehetne pontosabban megadni a DCAPE értékét. Ennek érdekében célunk meghatározni az MDCAPE értékét is, ugyanis a kikondenzálódó víz jelentősen módosíthatja azt, hogy a légrész/légtömeg milyen intenzitással süllyed. Mindemellett foglalkozunk a szélnyírás repülésre gyakorolt hatásával is.

Azért is lényeges ezzel a jelenséggel foglalkozni, mert egy tanulmány kimutatta, hogy az igen erős, heves esőben az extrém szélnyírás (amikor a repülőgép irányíthatatlan) valószínűsége 25%. (Flying, 1994). A Szövetségi Légiközlekedési Felügyelet (FAA) jelentése szerint pedig minden harmadik szélnyírásos helyzetből kettő konvektív képződményekhez köthető és megközelítőleg a zivatarok 5%-a microburst-öt produkál. (Flying safety, 1990)

A következő fejezetben áttekintjük részletesebben a zivatarok kísérőjelenségei közül a legfontosabbakat, valamint azok veszélyeit a légiközlekedésre.

A dolgozat ezt követő részében azzal foglalkozunk, hogy hogyan lehetne a DCAPE értékét megadni minél pontosabban, milyen számítási módszereket használhatunk fel.

Majd mindezek után az általunk alkalmazott módszerekről és kutatásokról lesz szó, valamint azokról az eredményeiről.

II. A zivatarok legfontosabb kísérőjelenségei

1. A szélnyírás

Szélnyírásnak nevezzük a levegő sebességvektorának kis távolságon belüli jelentős megváltozását. A szél erőssége és iránya megváltozik a repülőgép útvonalának mentén, ezáltal a repülőgépet a tervezett pályájáról hirtelen letéríti és lényeges kontroll tevékenységre van szükség. Alacsony szintű szélnyírásról (LLT) akkor beszélhetünk ha az a talajközeli 500 m-es rétegben fordul elő. Ennek fokozatai az 1. táblázatban láthatóak.

Fokozat	Erősség (csomó/100 láb)
Enyhe	< 4
Mérsékelt	4 - 7.9
Erős	8 – 11.9
Nagyon erős/Komoly	≥ 12

1. táblázat: Az LLT kritikus értékei (Forrás: *Peter F. Lester: Turbulence*)

Alacsony szintű szélnyírást több alapvetően más mechanizmusra visszavezethető meteorológiai folyamat hozhat létre:

- zivatarok és kísérőjelenségei (pl. gust front, microburst, tornádó)
- időjárási frontok
- orografikus eredetű szélnyírás
- orografikus hullámok
- erős, alacsony szintű inverzió
- sekély ciklon

Repülési szempontból a szélnyírásnak akkor van jelentősége, ha olyan erősségű, hogy a légijárművet hirtelen letéríti a repülési pályáról és elsősorban a fel- és leszállásban lévő repülőgépeknek jelenthet veszélyt.

E jelenségnek három *típusát* különböztetjük meg:

1. függőleges szélnyírás: a szélvektor vízszintes komponensének magassággal történő megváltozása
2. vízszintes szélnyírás: a szélvektor vízszintes komponensének vízszintesben történő megváltozása
3. le- és feláramlási nyírás: a szélvektor függőleges komponensében bekövetkező változás

A gép sebességvektorával párhuzamos komponensű szélösszetevő megváltozásának hatására megváltozik a repülőgép levegőhöz viszonyított sebessége, ezzel a felhajtóerő, ami maga után vonja a repülési pályától való függőleges irányú eltérését fel-, illetve lefelé. A pálya irányára merőleges szélkomponens hatására a repülőgép oldalirányban sodródik le a pályáról. A szélvektor függőleges irányú komponensének megváltozása okozza a le- és feláramlási nyírást. Ebben az esetben is a felhajtóerő változik meg, illetve itt is bekövetkezik a repülési pályától való függőleges irányú eltérés, ám ebben a helyzetben a felhajtóerő megváltozása az állásszög hirtelen, egyirányú megváltozásának eredménye. A valóságban a fent említett nyírási fajták együttesen hatnak. (*Légkör*, XLI.évf., 1996. 4. szám)

A szélnyírásnak a határretegben két fontos hatása van a repülésre. Az első az, amely a turbulencia szórványos kitörését okozza. Ha a vertikális szélnyírás a stabil rétegben elég nagyvá válik, a turbulenciát erősítő/megszüntető nyírási-gravitációs hullámok formájában jelentkezik. A stabil határretegben ezek a hullámok néhány 100 láb hosszúak. A hullámtörés (wave-breaking) általában nem egyidejűleg van jelen mindenhol a stabil rétegben, inkább ott jelentkezik, ahol a turbulencia „burst” -jellegűt ölt (robbanás/kitörésszerű) vagy foltokban van jelen. Például egy erős inverzióban kialakuló szélnyírás képes a földközélen akár 5-10 csomó vagy több/100 lábbal növelni az esélyét a hullámtörésnek.

A másik, talán még fontosabb hatása a szélnyírásnak a repülésre a határretegben a fel- és leszállásra gyakorolt hatás. Ha a pilóta a repülés során szélnyírással találkozik a pálya megközelítésekor és nem képes szabályozni a gyorsan csökkenő szembeszelet (vagy a növekvő hátszelet), akkor a gép sebessége csökkenni fog és a légi jármű a leszállás során rövidre érkezik (undershoot). Hasonló módon a megnövekedett szembeszelet (vagy csökkenő hátszelet) a pályán való túlfutást/átstartolást (overshoot) okozhat.

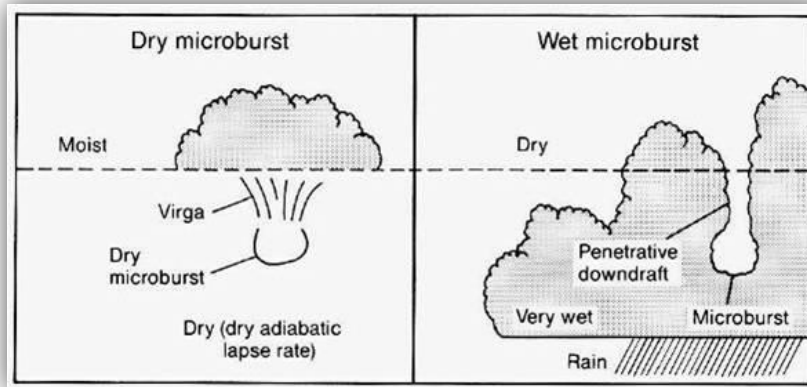
Amikor a szélnyírás a felszállás során jelentkezik és a szembeszél lecsökken (vagy a hátszél nő) az emelkedés sokkal lassabb. Mind felszállás, mind landolás során az erős szélnyírás oldalirányú komponenssel kombinálva azt okozhatja, hogy a repülőgép eltér a kifutópálya középvezérlésétől.

A tapasztalatok azt mutatják, hogy a legveszélyesebb, legösszetettebb szélnyírási helyzetek a zivatarokkal kapcsolatos szélnyíráshoz köthetők. A troposzféra felsőbb rétegeibe felnyúló zivatarfelhők érett stádiumában ugyanis már a leáramlás válik uralkodóvá. Ezen leáramlások sebessége meghaladhatja a repülőgépek legjobb emelkedési teljesítményét is.

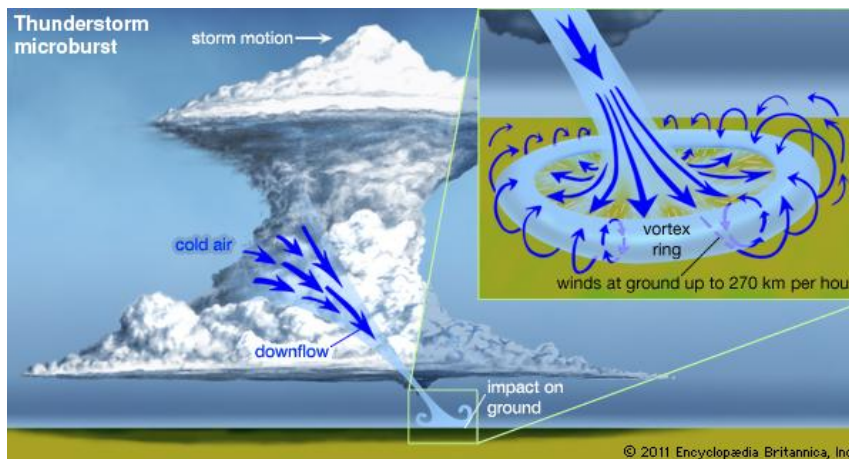
2. A microburst

A zivatarokat kísérő leáramlások különleges eseteit képviselik (2. és 3. ábra). Az Egyesült Repülőtéri Időjárási Tanulmányok (The Joint Airport Weather Studies) feltárta, hogy e jelenségek főként a kora délutáni és kora esti órákban jelentkeznek leginkább és általában konvektív időjárési eseményekhez köthetők. (*Flying Safety*, 1990)

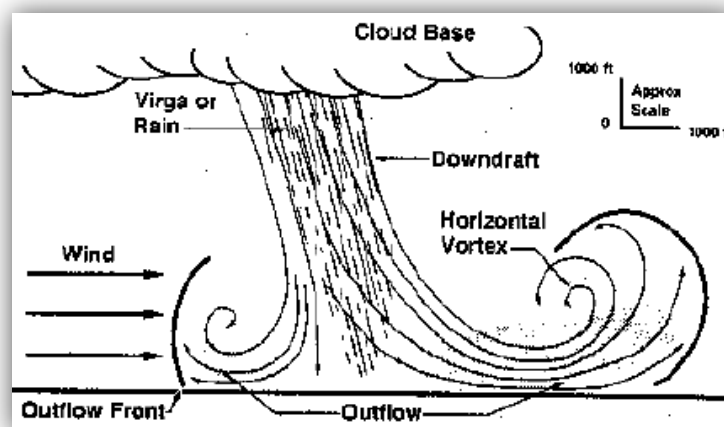
A felhő és a felhőn kívüli térrész közötti tömegcsere is hozzájárul ahhoz, hogy „negatív termikek” keletkezzenek és ezek nagy magasságokból gyorsuló mozgással vágódjanak lefelé egészen a talajig. Ha ezek a lecsapó góccok a felhőtorony felső részéből indulnak ki *nedves microburst*-ről (>0.25 mm eső vagy >35 dBZ radar echo), ha a felhőalap környékéről akkor *száraz microburst*-ről (<0.25 mm eső vagy <35 dBZ radar echo) beszélünk (1. ábra). Utóbbit a talajon való becsapódáskor a felkavart por, homok, előbbit pedig a talajközeli gyűrűződve szétterülő felhőszerű foszlányok kísérik.



1. ábra: Száraz és nedves microburst (Forrás: http://www.cimms.ou.edu/~doswell/microbursts/Figure_08.JPG, letöltve:2011.aug.17)

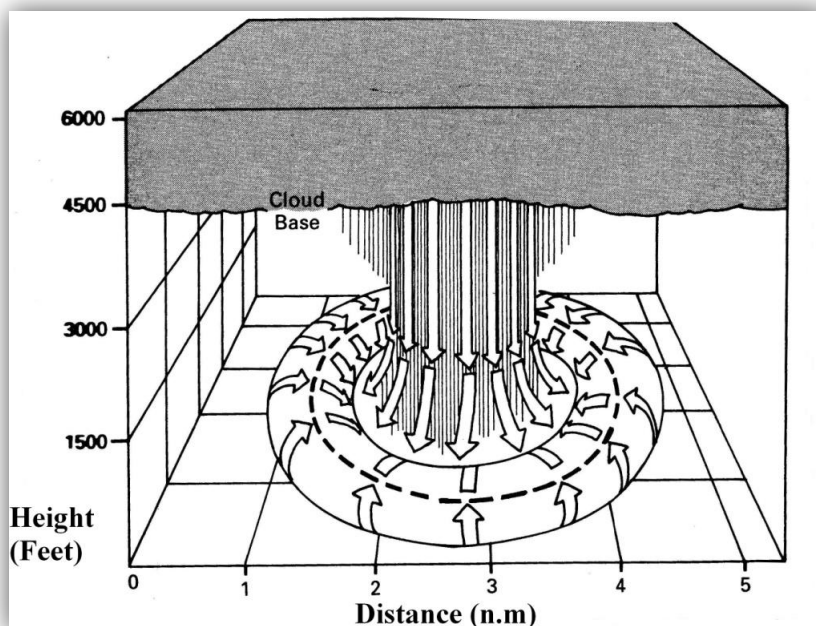


2. ábra: Microburst. (Forrás: www.britannica.com, letöltve: 2011.aug.17)



3. ábra: Microburst (Forrás: www.marylandwx.com, letöltve: 2011.aug.17)

A zivatarokkal kapcsolatos markáns, teljes leáramlási területet nevezzük downburst-nek (4. ábra). Ezen viszonylag nagyobb területen belül lépnek fel a microbusrt-ök (összehasonlítás: 2. táblázat), amelyek karakterisztikus mérete 4 km-nél kisebb, élettartamuk pedig 2-5 perc. Ezen jelenség további ismertetője, hogy a központi részen a leáramlás sebessége legalább 10 m/s sebességgel nagyobb a környezethez képest. Az átlagos szélsébség változás a legintenzívebb fázisban közel 50 csomó. 5 perccel azután, hogy először érinti a földet ez az érték tovább nő, és ez idő alatt a növekedés akár háromszorosa is lehet az eredeti erősségnek. Microburst-be kerülve a magasságváltozás elérheti a 6000 láb/perc-es (1800 m/perc) értéket is! (*Flying Safety*, 1990)



4. ábra: Perspektivikus ábra egy szimmetrikus downburst-ról. Az örvénygyűrű tengelye vastag szaggatott vonallal van jelölve, a nyilak a légáramlás irányát jelölik, a függőleges vonalak pedig a csapadékot. (Forrás: *Peter F. Lester: Turbulence*)

A talajra becsapódó légtömeg egy része szétterül, de a meghatározóbb hányada a microburst szélén visszaperdülve összetett örvény formát vesz fel. (*Légekör* 1996.4.szám)

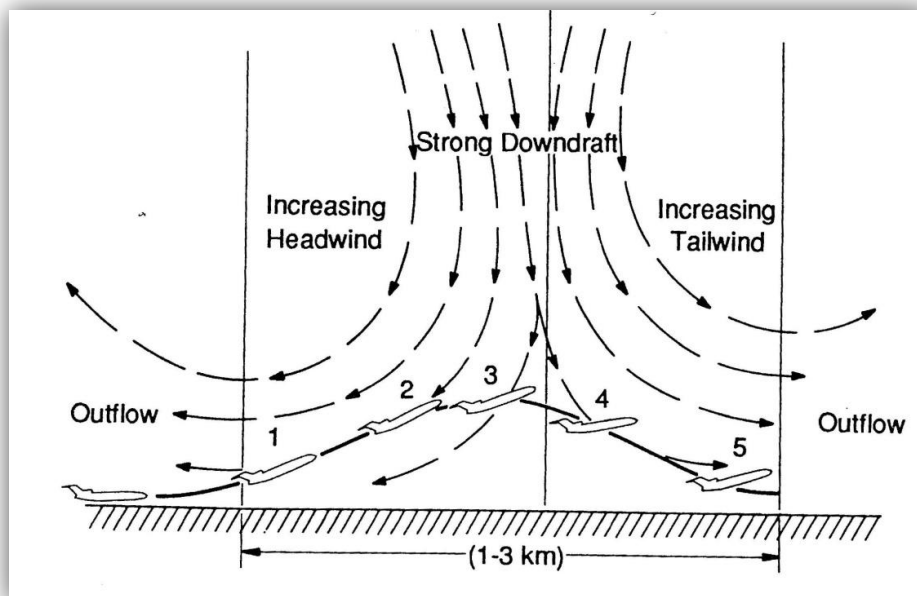
A leáramlás nagy örvénygyűrűt képez amikor eléri a földfelszínt. Ez az extrém rotáció mellett szélsébségbeli devianciákat, extrém nyomás és hőmérsékletbeli különbségeket okoz. A microburst tipikusan a földbe csapódás után 10-20 perccel kezd disszipálódni. A

microburst nem mindig szimmetrikus; a kiáramlás az egyik oldalon jóval erősebb lehet, mint a másikon.

Paraméterek	Microburst	Downburst
karakterisztikus méret	< 4 km	5-10 km
élettartam	2-5 perc	5-10 perc
sebesség	10-15/s	30-60/s

2. táblázat: A microburst és downburst összehasonlítása

A microburst hatása a repülésre:



5. ábra: Egy microburst-ön keresztül felszálló légi jármű útja. Magyarázat a szövegben. (Forrás: *Robert A. Houze, Jr.: International Geophysics Series: Volume 53, Cloud Dynamics*)

Fujita konceptuális modellje számos légi közlekedési baleset magyarázatául szolgál. A pilótának muszáj gyorsan kulcsfontosságú lépéseket tennie, ha olyan szélviszonyok között repül, mint a microburst. Nagy veszélyt jelentenek köszönhetően annak, hogy kis méretűek, rövid életűek, ezáltal kiszámíthatatlan, hogy mely gép találkozik szembe velük.

Tekintsük az 6. ábrát. A microburst-ön keresztül történő felszállás esetén a légi jármű megnövekedett szembeszelet tapasztal miközben a kifutópályáról elindulva felgyorsít. Ezt követően a repülőgép felemelkedése során megnövekedett szembeszelet érzékel és elkezd emelkedni (1-es pozíció). A 2-es helyzethez közeledve belép a microburst leáramlási zónájába (downdraft) ahol az emelkedő tendencia mérséklődik. A 3-as pozícióba érve a jármű a teljes szembeszelet elveszti. Következésképpen a repülőgép sebessége lecsökken, illetve az emelés, emelkedés tovább redukálódik. Mindezek mellé még a megnövekedett leáramlás is hozzáadódik elérve a microburst központi részét. A 4-es helyzetbe jutva a repülőgép pilótájának az összes rendelkezésre álló energiát fel kell használnia, hogy az egyre növekvő hátszelet kezelni tudja. Azonban a repülőgép számára nem áll rendelkezésre olyan forrás, melynek segítségével növelni tudná potenciális energiáját (tudna emelkedni). Egy nagyobb repülőgép tipikus konfigurációja (egyensúly helyzete) azt jelenti, hogy a tolóerő, az ellenállás (vonóerő), az emelkedés/emelő erő és a súlya mind egyensúlyban vannak. Így nincs szükség a pilóta beavatkozására a repülés során, hogy módosítsa a gép pályáját. Azonban a 4-es pozícióban a gép sebessége már az egyensúlyi sebesség alatt van, köszönhetően a csökkenő emelőerőnek és ellenállásnak/vonóerőnek. A repülőgép rendszerei automatikusan válaszolnak a kialakult helyzetre: megpróbálják visszajuttatni a légi járművet az egyensúlyi állapotba az orr felhúzásával. Az illusztrációban a pilóta beavatkozik és próbálja kompenzálni ezt. Ha a pilóta nem tud teljesen ellensúlyozni, akár még radikálisabb ereszkedés is bekövetkezhet. Az ereszkedő tendencia növekedése tovább folytatódik, ahogy a repülőgép áthalad az 5-ös pozíción.

Hogy a pilóta képes e visszaszorítani a jelentős ereszkedő tendenciát mielőtt a gép a földre csapódna, az a jelenség erősségétől, a berepülési magasságtól, a repülőgép teljesítményétől függ, valamint attól, milyen gyorsan ismeri fel a helyzetet és milyen hamar tesz ellenlépéseket a veszély elkerülésére. (*Robert A. Houze, Jr.: International Geophysics Series: Volume 53, Cloud Dynamics*)

3. A turbulencia

A légköri turbulencia definícióját nehéz meghatározni, így csak néhány fő tulajdonság segítségével lehetséges a fogalom megértése:

- háromdimenziós jelenség, a tipikus méret a turbulencia megjelenési formájától függ
- a turbulencia véletlenszerűen jelentkezik, ezáltal a cél a tér-és időbeli eloszlásának és hatásának meghatározása, becslése
- a légköri turbulencia rendezett és rendezetlen örvények és hullámok formájában lép fel, melyek a légkör közepes áramlási sebességével helyeződnek át vagy feloszlanak
- a turbulencia a légtömegek bizonyos tulajdonságait szállítja és keveri el
- a kinetikus energia átalakulhat a turbulencia energiájává és fordítva

A légi jármű turbulens mozgásokra történő reagálást dobálásnak szokták nevezni.

A légi járművek leggyakoribb reakciója a függőleges elmozdulás, mely során függőleges gyorsulások lépnek fel, ezen mozgások hatására megbomlanak a repülőgépekre ható aerodinamikai erők és a nyomatékok egyensúlyai. A változások erősségét a túlterheléssel és a túlterhelés növekedésével szokás jellemezni. A túlterhelés a gépre ható erők összegének viszonya a gép súlyához.

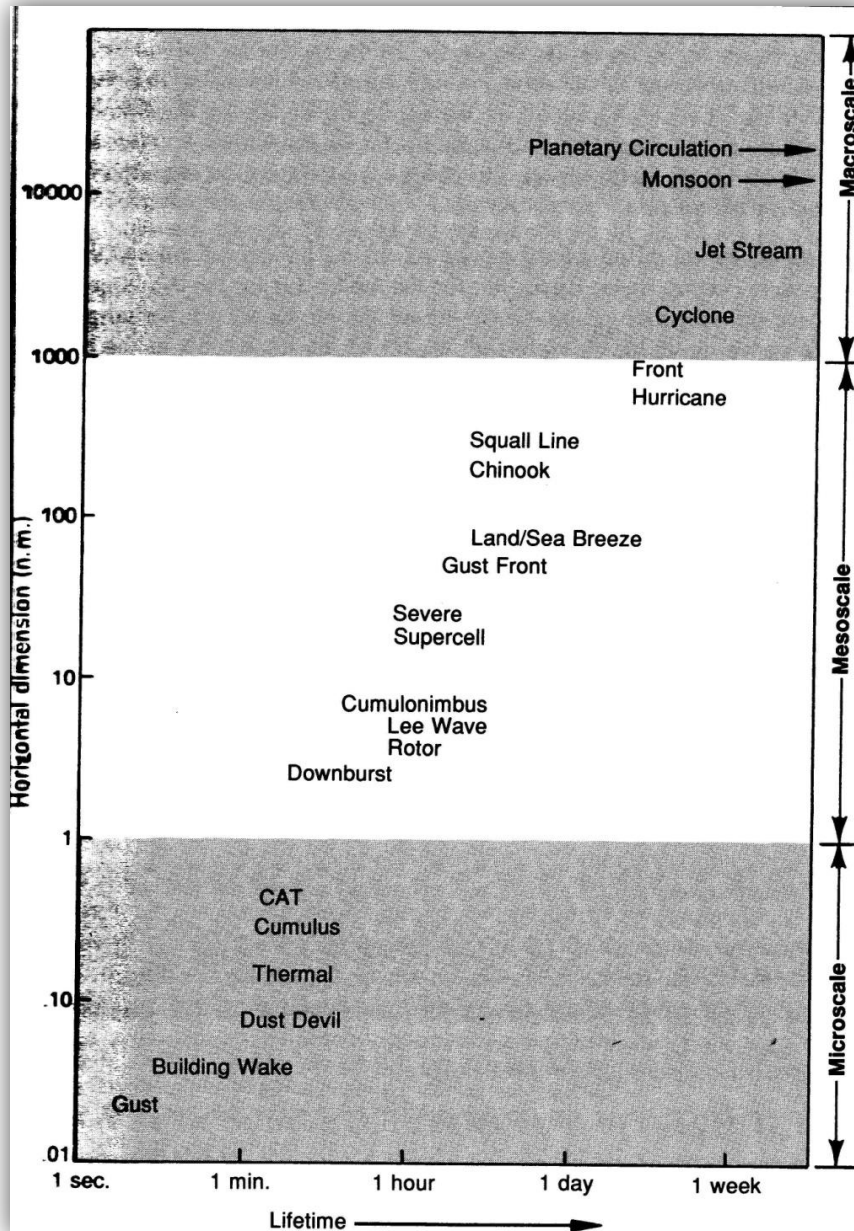
A turbulencia számos formában jelentkezhet:

1. *Mechanikai turbulencia* vagy súrlódási turbulencia: a földfelszín és az alsó 1-2 km-es réteg szele közötti kölcsönhatás eredménye
2. *Termikus turbulencia, konvekció*: a talaj sugárzással történő melegedése vagy hűlése hat a turbulenciára; erősíti vagy gyengíti és meghatározza a keveredési réteg vastagságát
3. *Dinamikus turbulencia*: akkor fordul elő, ha a légkör magasabb, egymáshoz közeli légrétegeiben jelentős mozgásbeli különbség, azaz szélnyírás fordul elő
4. *Zivatar-turbulencia (TNT)*: ez a leghevesebb. A zivatar belsejében a turbulenciának két típusa különböztethető meg: rendezett, nagy térségű vertikális légáramlások, melyek a gomolyos felhő fejlődési stádiumban alakulnak ki, illetve az ennél veszélyesebb örvényes áramlás, mely a kifejlett stádiumra jellemző és ilyenkor a le- és feláramlások között örvények alakulnak ki. Előbbinél a repülőgép több száz

méteres vertikális mozgást végezhet. A feláramlások a felhő felső harmadának eléréséig gyorsulnak, ezért a konvektív aktivitás és a turbulencia a középső szinteken erősebb. A zivatar-turbulencia veszélye a zivatarfelhő belsejében 3000-6000 m között a legnagyobb. A turbulencia a Cb korai fejlődő stádiumában a legerősebb.

5. *Felhő nélküli turbulencia (CAT)*: fokozott veszélyt jelent, mert legtöbbször a repülés közben hirtelen, minden átmenet nélkül lép fel. Kialakulásában két mechanizmus játszik szerepet: a hegyek lee oldalán kialakuló állóhullámok és egy stabilis rétegben előforduló erős szélnyírás.

(Sándor Valéria - Wantuch Ferenc, 2004)



6. ábra: Néhány meteorológiai diszturbancia élettartama és horizontális dimenziói
(Forrás: *Peter F. Lester: Turbulence*)

A repülőgépek útjuk során az atmoszféra különböző mozgásformáival minden skálán találkozunk. A makroskála mozgásai elsősorban navigációs gondokat okoznak amiatt, hogy nagy távolságon belül jelentős különbségek léphetnek fel mind a szélirányban, mind a sebességben. A legtöbb mezoskálájú mozgásforma esetén a pilótának még van ideje megtenni a megfelelő intézkedéseket, hogy kompenzálja a horizontális és vertikális szélirányváltozásokat. A mikroskálán belül azonban már nem ilyen egyszerű a helyzet. A

kritikus tartomány a repülőgép kivitelezésétől, sebességétől és a mozgás pilótára gyakorolt hatásától függ. Ha az örvények kisebbek, mint a kritikus tartomány a légi jármű áthaladhat rajtuk anélkül, hogy hatással lennének az emelésre. Ha túl nagyok, akkor is van egy időszak amikor elegendő idő áll rendelkezésre, hogy az örvényen átrepülve megváltoztassák az orr helyzetét és különböző vertikális mozgásokat hajtsanak végre, hogy csökkentsék a széllelés hatásait. Azonban ha az örvények mérete beleesik a kritikus tartományba, akkor a turbulenciára való érzékenység csökken a szárnyterheléssel és növekszik a magassággal és a repülési sebességgel.

Az, hogy a pilóták teljesítőképességére mennyire hat negatívan a turbulencia attól függ, hogy milyen erős az emelő légroham, milyen gyorsan jelentkezik/alakul ki a turbulencia és hogy milyen a gyakorisága.

Manapság a turbulens örvények kritikus tartománya a legtöbb repülőgép számára körülbelül az 50 és 1500 láb közötti tartomány.

A zivatar-turbulencia (TNT):

A zivataron belül a levegő gyorsan mozog felfelé és szétterül a sztratoszféra alsó határához érve, a földközébe érve pedig nagy sebességgel halad lefelé és ott szétterül. Ezek a vertikális áramlások produkálják a turbulenciát nem csak a zivataron belül, hanem azon kívül is. (amikor ezek az áramlások kölcsönhatásba kerülnek a környező levegővel)

A heves esőzés, a jegesedés, jégeső és a villámlás együttese növeli az esélyét a diszorientációnak és az irányítás elvesztésének, jelentős tényezők voltak ezek számos végzetes repülőgép-balesetben. A zivatarbeli turbulenciának legalább két különböző skálája van. A széllelések (gust) egy relatíve nagy skálán jelentkeznek, a legnagyobb fel- és leáramlás méretének megfelelően. A turbulencia kisebb skálájú örvényeket is generál köszönhetően az erős nyírásnak a vertikális áramlások szélein.

A következőkben áttekintjük a turbulencia fejlődését, helyzetét és az intenzitását a zivatar légtömegén belül szakasról szakaszra.

- *Cumulus szakasz:*

Amikor a zivatarcella ebben a fázisban van, a turbulencia elsődleges kiváltója a zivataron belüli feláramlás. A vitorlázó repülőgépek pilótáinak tapasztalatai alapján ebben a korai szakaszban a tornyosuló cumulus felhő feláramlása a felhőalap alatt legalább 500 láb/perc (150 m/perc).

A felhő belsejében a vertikális örvények sebessége változó lehet a feláramláson keresztül. Az elsődleges feláramlás egy tornyosuló cumulus felhő esetén általában kevesebb, mint 50% a felhőn belül és a széleken. A cumulus szakaszban ez nem állandó és nem is egyenletes köszönhetően annak, hogy az egyes termikek különböző intenzitásúak, a nagyobb skáláról eltérő mértékű a feláramlás, illetve a külső, a felhőn kívüli területekről beáramló hideg levegő hígító hatású. A feláramlás fokozódik a magassággal, ahogyan a felhő növekszik. A feláramlás maximális sebessége a növekvő tornyocskákban van, közel a zivatar tetejéhez.

- *Érett/Maturus szakasz:*

Ebben a fázisban a feláramlás maximuma a cellában a felsőbb részeken található az egyensúlyi (equilibrium) szintnél, amely már közel van a tropopauzához. A felhőtető gyors növekedése miatt a repülőgépek a tropopauza alatt repülve alkalmanként erős, robbanásszerű turbulenciával (burst turbulence) találkoznak, ahogy a felhőtető keresztezi repülési útvonalukat.

A feláramlások gyengülnek az egyensúlyi szint felett, azonban egy intenzív zivatar képes nagyon erős feláramlást generálni, mely akár a sztratoszférába is eljuthat. A zivatar intenzitásának meghatározását a következők segíthetik:

1. A teljes magasság.

Ha a magasság eléri a 10.600 m-t (35.000 lábat), akkor a zivatar különösen veszélyesnek tekinthető.

2. A sztratoszférába átnyúló felhőrész magassága.

Az igen erős zivatarok áttörik a tropopauzát, akár 900-3000 m-rel is (3000-10.000 lábbal).

A feláramlás sebessége az érett szakaszban zivatar esetében az alap közelében 2-6 m/s között, az egyensúlyi szint környékén (itt a legnagyobb a feláramlás sebessége) 20 m/s-os

értéket vesz fel jellemzően. Extrém esetben a vertikális örvények akár több mint 50 m/s-os értéket is elérhetnek. A feláramlási területek egy mozgó zivatarban gyakran meghosszabbodnak/ megnyúlnak.

A zivatarok leáramlása főként ott erős, ahol csapadék is hullik. Azonban jelentkezhetnek a csapadékos területtől távolabb is, legfőképpen az egyes felhőrészek párolgása miatt, amikor a száraz külső levegő beáramlik a cumulonimbusba. A leáramlások a legnagyobb intenzitást tipikusan közel a zivatarfelhő alapjánál érik el. A maximális leáramlási sebesség körülbelül a maximális feláramlási sebesség fele. Extrém esetben közel 25 m/s is lehet. A mérések kimutatták, hogy ezen turbulencia intenzitása általában nő a zivatarfelhő fejlődésének előrehaladtával. Egy tipikus zivatarfelhőben a cumulus fázisban az enyhétől a mérsékeltig terjed az intenzitás, érett szakaszban a mérsékelttől az igen erősig (vagy még rosszabbig) terjed.

- *Disszipációs szakasz:*

Amikor a zivatarcella disszipálódni kezd, az általa okozott turbulencia gyengül. Később a csapadékhullás is csökkenni kezd és a feláramlás „maradványai” a zivatarfelhő magasabb részeiben kilépnek az üllőből vagy elkeverednek a környezőkkel, a turbulencia markánsan lecsökken. Ezek után a Cb szétterjedése és szétesése egyfajta jelzés, hogy az atmoszféra stabilizálódik. Radar hiányában, nagy fokú óvatossággal kell megbecsülni a lehetséges turbulenciát egy disszipálódó cellában. Nem lehet ugyanis egyértelműen megkülönböztetni az érett és a feloszló szakaszt. A disszipálódó fázis korai stádiumában a turbulencia a zivatarfelhő egyes helyein olyan intenzív is lehet, mint az érett szakaszban. Mérsékelt vagy annál nagyobb turbulenciát feltételezhetünk, ha a Cb továbbra is valamilyen fokú szervezettséget mutat. Továbbá annak a lehetőségét is figyelembe kell venni, hogy multicellás zivatar van jelen; mert ez esetben a közelben található érett szakaszban lévő cellát elrejtheti egy más disszipálódó cella. A repülőgép sebességében fellépő fluktuációk, a vertikális gyorsulás és a szélleökések sebességének tartományai láthatóak a 3. táblázatban. (*Peter F. Lester: Turbulence, 1937-1993*)

	Airspeed Fluctuation (kts.)	Vertical Acceleration (g)	Derived Gust (f.p.m.)
Light	5 - 14.9	0.20 - 0.49	300 - 1199
Moderate	15 - 24.9	0.50 - 0.99	1200 - 2099
Severe	≥25	1.0 - 1.99	2100 - 2999
Extreme	-	≥2.00	≥3000

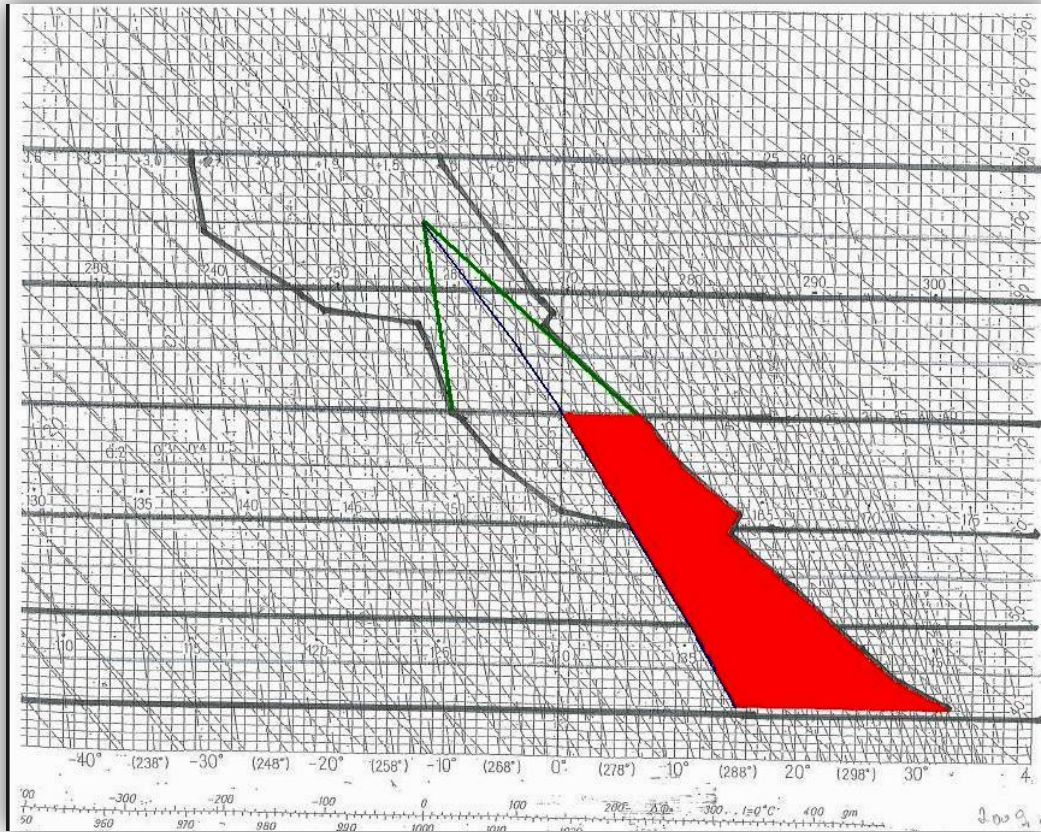
3. táblázat: A turbulencia intenzitásának kvantitatív osztályozása (Forrás: Peter F. Lester: Turbulence)

III. A DCAPE meghatározása

A DCAPE (leáramlási CAPE) a zivatarban végbemenő, csapadékhulláshoz köthető leáramlás maximális energiája és jól használható a konvektív képződményekben kialakuló kifutószelek vizsgálatára. Minél szárazabb a környezet, amin a csapadék keresztülhullik, annál erősebb a párolgás, annál hidegebbé válik a leáramlás a környezetéhez képest. Mindez növeli a felhajtóerőt, illetve a süllyedő majd a felszínen szétterülő hideg levegő sebességét.

Általában a 700 hPa-os szint alapján számítjuk. A leáramló légréteg termodinamikai útját úgy becsülhetjük meg, hogy először meghatározzuk a nedves hőmérsékletet, majd onnan a nedves adiabatát követve a talajig süllyedünk. A 700 hPa-os nedves hőmérsékletet úgy állapítjuk meg, hogy 700 hPa-ról a száraz adiabatát addig követjük, míg az a 700 hPa-os szint harmatpontjából indított izogramot el nem metszi. Ezáltal a légréteget a telítésig emeltük, ez után a nedves adiabata mentén a kiindulási szintre visszük. A DCAPE értékét a nedves adiabata mentén a felszínig tovább süllyedő légréteg és a környezeti hőmérsékleti profil által bezárt terület adja. A 9. ábrán látható egy példa is. (www.szupercella.hu)

A DCAPE (a CAPE-el együtt) nagysága azt a lehetséges elméleti intenzitást reprezentálja, amelyet a konvekció elérhet. E paraméterek használatának elterjedésével együtt a pontos számítási módszer igénye is megjelent. Ezek és az ezekhez hasonló paraméterek kiszámítása szorosan kötődik a nedves adiabatikus folyamatokhoz, így utóbbit helyesen kell megválasztani/meghatározni annak érdekében, hogy az előbbieket pontosan tudjuk kiszámolni vagy megbecsülni, és ezzel egy időben ki tudjuk fejezni a számolásokból ezek fizikai következményeit.



9. ábra: A DCAPE megrajzolása emagramon.

1. A számításokhoz felhasználható matematikai módszerek:

Az instabilitás megléte az elsődleges feltétele a konvektív rendszerek kialakulásának. A konvekció intenzitása a konvektív energia nagyságrendjétől függ. Az instabilitás megítélése és a konvektív energia kiszámítása a nedves adiabatikus eljáráshoz kapcsolódik. Az emagram elemzése használható leginkább akkor, amikor a konvektív rendszerek fejlődését vizsgáljuk. Az emagram kielemezésének kulcsa az állapotgörbe kiszámításában rejlik, mely általában magában foglalja a száraz és nedves adiabatát. A száraz adiabatával könnyebb dolgozni, ekkor a potenciális hőmérséklet megmaradásával számolunk. A nedves adiabata esetében négy módszer közül tudunk választani. Ezek a statikus energia megmaradásán, a pseudo-ekvivalens potenciális hőmérséklet megmaradásán, a pseudo-adiabatikus egyenleten és a reverzibilis nedves adiabatikus folyamaton alapulnak. Manapság a második módszer a leginkább alkalmazott, főként Kínában és az USA-ban.

a) A statikus energia megmaradása:

A részecske módszer szerint az emelkedő légréteg statikus energiája megmarad a nedves adiabatikus eljárásban. Az emelkedő légréteg statikus energiája telített levegőben:

$$E_t = C_{pd} T + L_v w_s + \varphi \quad (1)$$

ahol C_{pd} a száraz levegő hőkapacitása konstans nyomáson, T az abszolút hőmérséklet, L_v a kondenzáció látens hője, w_s a telített levegő keverési aránya és $\varphi = gz$ a potenciális energia. Két feltétel esetén teljesül a fenti egyenlet: az egyik, hogy sem folyékony víz, sem jég nem marad a légrétegben, és a másik, hogy a vízgőz kapacitása elhanyagolható.

b) Pszeudo-ekvivalens potenciális hőmérséklet megmaradása:

Ezen eljárás során az összes kondenzálódott folyékony víz távozik a légrétegekből, a látens hő azonban megmarad.

$$(C_{pd} + C_1 w_s) d \ln T - R_d d \ln P_d + d (L_v w_s / T) \quad (2)$$

ahol P_d a száraz levegő parciális nyomása, R_d a száraz levegő gázállandója és C_1 a vízgőz specifikus hője. Általában $C_1 w_s \ll C_{pd} + C_1 w_s$. Ha a vízgőz specifikus hője teljesen elhanyagolható és megfontoljuk, hogy

$$C_1 w_s + C_{pd} \approx C_{pd} \quad (3)$$

akkor a nedves adiabatikus eljárás konzervatív változója megadható:

$$\theta_e = T (1000/P_d)^{R_d/C_{pd}} \exp(L_v w_s / C_{pd} T) \quad (4)$$

Ezt a formulát széles körben alkalmazzák az atmoszféra instabilitásának megítélésére.

c) *A pszeudo-adiabatikus egyenlet és a pszeudo-ekvivalens potenciális hőmérséklet megmaradása:*

A (3)-as egyenlet az alapja a pszeudo-ekvivalens potenciális hőmérséklet konzervációjának, melyben a vízgőz specifikus hőjének hatása elhanyagolható. Ha ez a paraméter mégis benne van a nedves adiabatikus eljárásban, akkor a pszeudo-ekvivalens potenciális hőmérséklet a következőképpen adódik:

$$\theta'_e = T (1000/P_d)^{R_d/C_{pd}} \exp(L_v w_s / C_{pd} T) \exp(C_1/C_{pd} w_s d \ln T) \quad (5)$$

A fenti egyenlet egy újabb formája a pszeudo-adiabatikus egyenletnek. θ'_e a pszeudo-ekvivalens potenciális hőmérséklet egy módosítása. A módosító faktor a w_s és a hőmérséklet logaritmusának integrálásában áll, az emelési kondenzációs szint hőmérséklete és a magasabban lévő légréteg T_L hőmérséklete között. Mivel θ'_e kiszámítása eléggé bonyolult, ajánlott a Bolton (1980) féle megközelítést alkalmazni erre a paraméterre:

$$\theta'_e = T \exp[(3376/T_L - 2,54) w_s (1 + 0,81 w_s)] \quad (6)$$

ahol p az atmoszféra nyomása és T_L az emelési kondenzációs szint abszolút hőmérséklete.

d) *Reverzibilis nedves adiabatikus eljárás:*

A nedves adiabatikus eljárás reverzibilis, amikor a kondenzálódott folyékony víz és jég megmarad az emelkedő légrézben. Ezen eljárás formulája hasonló a pszeudo-ekvivalens potenciális hőmérsékletéhez, csak még magában foglalja a kondenzálódott folyékony víz, illetve a vízgőz szenzibilis hőáramának hozzájárulását:

$$\theta_q = T (1000/P_d)^{R_d/C_{pd}} \exp(L_v w_s / C_{pd} T) \exp\left[\frac{1}{C_{pd}} (w_s C_1 + w_l C_l) d \ln T\right] \quad (7)$$

ahol w_l a folyékony víz keverési aránya és θ_q a folyékony víz potenciális hőmérséklete. A (7)-es egyenletből látszik, hogy a folyékony víz specifikus hője figyelembe vehető a

nedves adiabatikus eljárás során. A (7)-es egyenlet differenciális alakja a következőképpen írható fel:

$$d [\ln T - R_d/C_{pd} + w_s L_v/C_{pd} T + C_1 w_s + C_1 w_l/C_{pd} \ln T] = 0 \quad (8)$$

Bevezetve M-et, mint az entrópia és a C_{pd} hányadosát:

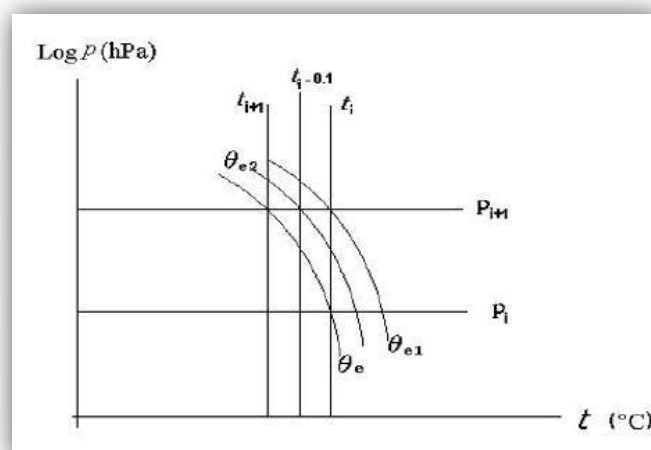
$$M = \ln T - R_d/C_{pd} \ln P_d + w_s L_v/C_{pd} T + C_1 w_s + C_1 w_l/C_{pd} \ln T \quad (9)$$

M értéke is megmaradó a reverzibilis nedves adiabatikus eljárás során.

e) A „dichotomia” módszer (Dichotomy method):

A fenti négy módszernek különböző kapcsolata van a független változókkal a megmaradási egyenletekben. Így a nedves adiabatikus eljárás megoldásának lényege abban rejlik, hogy a hőmérsékleti értékek sorozatához kapcsolódóan találjunk megfelelő nyomási érték sorozatokat. A megoldás bonyolult, mert komplikált meghatározni a w_s (keverési arány a telített atmoszféra esetén) alakját. Az iteráció vagy pedig a „dichotómia” módszer használható ennek megoldására.

A pszeudo-ekvivalens potenciális hőmérsékletet véve például, az előbb említett módszer a következő lépésekből áll (10. ábra):



10. ábra: A „dichotómia” módszer illusztrációja (Forrás: LI Yaodong et al., 2004)

A hőmérséklet t_{i+1} értéke és a θ_e kapcsolata p_{i+1} szinten a következőképpen számítható ki:

$$t_{i+1} = t_i - (\theta_{e1} - \theta_e / \theta_{e1} - \theta_{e2}) * 0,1 \quad (10)$$

A θ_e –re vonatkozó hőmérséklet sorozat értékei így módon kiszámíthatók és ezáltal a nedves adiabatikus folyamat megoldható.

Hasonló lépések tehetők a teljes hőmérséklet megmaradásának, a pontos pszeudo-adiabatikus egyenletnek és a reverzibilis nedves adiabatikus folyamatnak meghatározására is. A módszert a statikus energia megmaradására alkalmazva egy integrációs lépést is be kell iktatni, hogy minden szintre megkapjuk a hidrosztatikus közelítéssel számított geopotenciált.

2. A DCAPE és MDCAPE kiszámítása:

A markáns zivatarok egyik legfontosabb vonása, hogy erős le-és feláramlások kísérik őket. A leáramlásból kialakulhat zivataros szél, micro-leáramlás és alacsonyszintű szélnyírás is. Amikor a száraz hideg levegő belép a felhő cellába (gyakran a troposzféra középső rétegében), a folyékony víz a felhőben párologni kezd és a felhő cella ezen a helyen hidegebb lesz és jelentkezik a leáramlás. Feltételezve, hogy a leáramló levegő a pszeudo-ekvivalens potenciális hőmérséklet vonala mentén ereszkedik, a DCAPE a következő módon fejezhető ki:

$$E_{DCAPE} = g \int_{z_D}^{z_{sfc}} \frac{1}{\bar{T}_{ve}} (T_{ve} - T_{va}) dz \quad (11)$$

ahol z_D és z_{sfc} a leáramlás kiindulási szintjének magassága és a felszíni szint magassága, T_{va} az abszolút virtuális hőmérséklete az emelkedő légréznek, T_{ve} az atmoszféra abszolút virtuális hőmérséklete, \bar{T}_{ve} pedig az átlagos virtuális hőmérséklet a z_D és z_{sfc} szintek között. A DCAPE számításának egyik legnehezebb lépése azon légréz hőmérsékletének megítélése, mely elindítja a leáramlást és a nedves adiabata vonalának megfelel. Egy izo-entalpikus eljárás javasolható a probléma megoldására és ott a leáramló légréz eredeti hőmérséklete egyenlő a nedves hőmérséklettel (wet-bulb temperature). A telítettség fennmarad a légrézben a földfelszínig, ez elméletileg reprezentálja a maximális elérhető

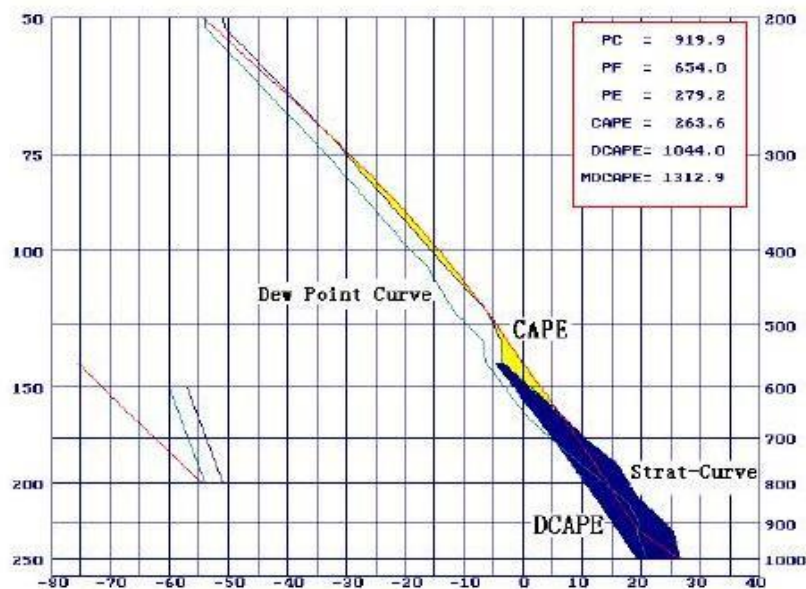
energiát amit a leáramló légréteg elérhet a környezete negatív felhajtóerejéből. Ha figyelembe vesszük a kondenzálódott víz hatását is, akkor az MDCAPE (mellyel a folyékony víz leáramlást módosító hatását vesszük figyelembe) a következőképpen írható fel:

$$E_{\text{MDCAPE}} = g \int [1/\bar{T}_{\text{ve}} (T_{\text{ve}} - T_{\text{va}}) + w_1] dz \quad (12)$$

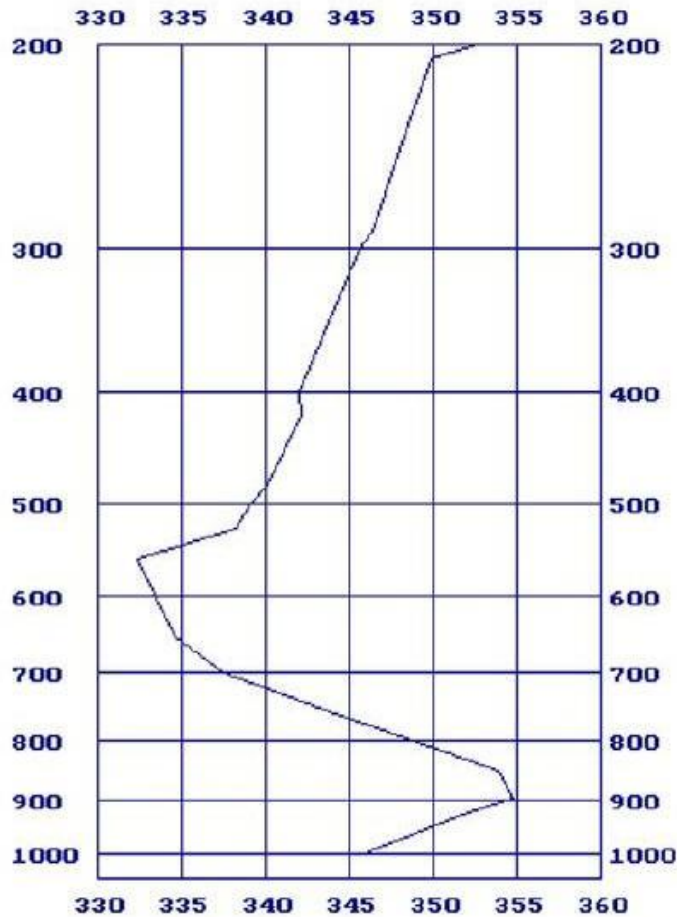
ahol w_1 a folyékony víz keverési aránya.

2.1 Egy példa a nedves adiabatikus eljárások bemutatására és a konvektív energia alakulására: Zivataros szél

Az alábbi emagramon látható esetben a zivatar erős szelet produkált a felszín közelében. A felszíni megfigyelést ($p=1000$ hPa, $t=26.8^\circ\text{C}$, $t_d=21.2^\circ\text{C}$) véve a kezdeti emelési pontnak az emelési kondenzációs szint 919.9 hPa. Ha a pseudo-ekvivalens potenciális hőmérséklet megmaradását választjuk, akkor a szabad kondenzációs szint 645 hPa, a kiegyenlítődési magasság 279.2 hPa és a CAPE 263.6 Jkg^{-1} .



11. ábra: Pekingi rádiószondás felszállás: 1998.aug.3 12UTC emagramja. A felszínen megfigyelt nyomás értéke 1000 hPa, a hőmérséklet 26.8°C , a harmatpont 21.2°C . Ez az emelkedés kiindulási pontja. A sötétkék rész a DCAPE-et reprezentálja. (Forrás: *LI Yaodong et al.*, 2004)



12. ábra: A 11. ábrán látható rádiószondás felszállás pszeudo-ekvivalens potenciális hőmérsékletének vertikális profilja. Az x tengelyen a hőmérséklet látható K-ben megadva. (Forrás: *LI Yaodong et al.*, 2004)

A $p = 557$ hPa, $t = -3.5$ °C, $t_d = -6.3$ °C értékek vehetők a leáramlás kezdeti pontjának. Ezen a szinten a nedves hőmérséklet az izo-entalpikus evaporációs eljárással kapható meg, az így kapott érték -4.8 °C. A leáramlás vonalának kiszámítása a reverzibilis nedves adiabatikus eljárásra alapozva történt. Ha feltételezzük, hogy a folyékony vízből 10 g kg^{-1} a légrézben maradt még az izo-entalpikus evaporációs eljárás előtt, akkor a légréz hőmérséklete elérheti a 18.9 °C-ot amikor a felszín felé ereszkedik, így a DCAPE értéke 1044 J kg^{-1} lesz. A folyékony víz fokozatosan elpárolog az ereszkedő légrézben a reverzibilis nedves adiabatikus eljárás során annak érdekében, hogy a légréz telítettsége megmaradjon. A folyékony víz megmaradó specifikus tartalma 1 g kg^{-1} amikor a leáramlás eléri a földfelszínt. A folyékony víz leáramlásra gyakorolt hatása eléri a $268,9 \text{ J kg}^{-1}$ -ot, így az MDCAPE értéke már $1312,9 \text{ J kg}^{-1}$.

A pszeudo-ekvivalens potenciális hőmérséklet megmaradásán alapuló DCAPE számítás kicsit másabb, mint reverzibilis nedves adiabatikus eljárás esetén. Ez a hőmérséklet kisebb változásával magyarázható az ereszkedés során, mint az emelkedéskor.

3. Következtetések

A folyékony vizet és a jeget nem veszi figyelembe a statikus energia megmaradás, a pszeudo-ekvivalens potenciális hőmérséklet megmaradás és a pszeudo-adiabatikus egyenlet. Ezért ez a három módszer nem reverzibilis. Két feltevessel kell élni a pszeudo-ekvivalens potenciális hőmérséklet megmaradásának használatakor: az egyik, hogy a vízgőz specifikus hője elhanyagolható és a másik, hogy az összes kondenzálódott folyékony víz azonnal kilép a légrétegből, ezáltal látens hő szabadul fel. Ezen módszer használata igen népszerű, különösen Kínában és az USA-ban. A statikus energia megmaradás és a pszeudo-ekvivalens potenciális hőmérséklet megmaradása közel hasonló eljárások és az ezekből kapott eredmények is igen hasonlóak. A vízgőz specifikus hőjét már figyelembe veszi a pszeudo-adiabatikus egyenlet. Így ennek az eljárásnak a hibája némileg kisebb, mint a statikus energia megmaradását és a pszeudo-ekvivalens potenciális hőmérséklet megmaradását használva, ám nagyobb, mint a reverzibilis nedves adiabatikus eljárást alkalmazva. Valójában a konvekcióhoz mindig társul több vagy kevesebb folyékony víz és jég. Ha a kondenzálódott folyékony víz és annak szenzibilis hője figyelembe van véve, a nedves adiabatikus eljárás reverzibilis.

Vannak kisebb eltérések a négy módszer között amikor az emelkedő légréteg kezdeti hőmérséklete alacsony. Figyelembe véve a magas kezdeti hőmérsékleti értékeket, a különbségek nem túl nyilvánvalóak az atmoszféra alsóbb rétegeiben. Amikor a légréteg magasabb szintekre emelkedik, a reverzibilis nedves adiabatikus vonalak jól megkülönböztethetőek a relatíve kis hőmérsékleti gradiensek segítségével, amiket a felgyülemlett folyékony víz teljes szenzibilis hője okoz. Amikor figyelembe vesszük a folyékony víz egy nagy részének megszilárdulását és az ezzel járó hőt, a gradiens még lassabban változik és a konvektív energia ennek megfelelően nagyobb lesz. Ez lehet az egyik oka annak, hogy miért tudnak erős, heves jégesők kialakulni. A nedves adiabatikus eljárás megválasztása szignifikánsan befolyásolja a konvektív energia kiszámítását. A pszeudo-ekvivalens potenciális hőmérséklet megmaradásának és a statikus energia

megmaradásának használata jó közelítést ad a pszeudo adiabatikus eljáráshoz. A pszeudo-ekvivalens potenciális hőmérséklet megmaradása hagyományosan a CAPE számításához adoptálható. A DCAPE az a paraméter, amely kifejezi a leáramlás potenciális intenzitását. Annak feltételezése, hogy a leáramlás a pszeudo-ekvivalens potenciális hőmérséklet vonala mentén ereszkedik nem elfogadható. Amikortól a leáramlást a folyékony víz elpárolgása okozza a középső szinteken, feltételezhetjük, hogy a leáramlás ereszkedése a reverzibilis vonal mentén történik, a megfelelő mennyiségű folyékony víz elpárolgása mellett. (LI Yaodong *et al.*, 2004)

IV. Számítások és eredmények

Kutatásunk során a rádiószondás felszállások adatait használtuk fel (melyeket a <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html> oldalról nyertünk) azoknál az eseteknél, amelyeknél 30, illetve 40 csomónál nagyobb széllökéseket regisztráltak a METAR táviratokban a 2000 és 2012 közötti időszakban Budapest Liszt Ferenc Nemzetközi repülőtéren. A számításokat php programozási nyelven, illetve Microsoft Office Excel program segítségével végeztük el. Ezek mellett használtuk még a PageFocus Draw programot ábrák készítéséhez. A feldolgozott esetek a Függelékben (1. számú melléklet) megtalálhatók.

A METAR meteorológiai kód, amely *rutin* repülőtéri meteorológiai mérések és megfigyelések jelentésére szolgál. Óránként vagy félóránként kell jelenteni, a jelentés csoportokból áll, ezek között vannak kötelező és opcionális csoportok is. Tartalmazhat két óra időtartamra érvényes (trend) előrejelzést és SNOWTAM jelentést is.

A SPECI szintén egy meteorológiai kód, amely *rendkívüli* repülőtéri meteorológiai mérések és megfigyelések jelentésére szolgál. Az olyan napokon, amikor több METAR-ban és SPECI-ben is szerepeltek a kritériumunknak megfelelő széllökés értékek, mindig a legnagyobbat vettük figyelembe és az alapján a METAR/SPECI alapján végeztük el a számításokat. Ezekből a szélirány, szélsébség értékeket használtuk fel, illetve a jelenidő csoportot. Utóbbinál azt kerestük, hogy volt-e olyan jelenség, amely zivatar jelenlétére utal (CB, TSRA stb.). Összesen 72 esetet vizsgáltuk meg.

1. Az általunk végzett számítások

1.1 A DCAPE és MDCAPE

A DCAPE megadásához ki kellett számolnunk a leáramlás kezdőszintjének nedves hőmérsékletét, mert csak ennek ismeretében tudtuk megadni a nedves adiabata helyzetét. A nedves hőmérsékletet viszont csak iterációs formulával tudjuk közelíteni: vesszük a száraz hőmérséklet és a harmatpont közti átlagos értéket. (A hibahatárt 0.05-nek választottuk.) Az esetek vizsgálati során kezdetben az egyszerűbb számítási módszer érdekében a nedves adiabatát egyenessel közelítettük és rögzített nyomási szintre (700 hPa-ra) vizsgáltuk és azt feltételeztük, hogy 700 hPa-ról 1000 hPa-ra 15 °C-os melegedéssel számolhatunk a nedves adiabata mentén. Mivel az eredmények is igazolták, hogy ez a módszer nem kellő pontosságú, a III. fejezetben ismertetett dichotomia (kettős iterációs) módszerrel igyekeztünk ezen javítani. A további vizsgálati során már nem egyetlen referenciaszintre (a leáramlás kezdeti szintjére a továbbiakban a referencia szint kifejezést használjuk) végeztük el a nedves hőmérséklet számítását, hanem a 700 hPa-os nyomási szint mellett még öt (500 hPa, 600 hPa, 750 hPa, 800 hPa, 850 hPa) további szintre is (a továbbiakban ezek lesznek azok a referenciaszintek amelyekre a számításokat elvégezzük). A leáramlás kiindulási szintjének magassága természetesen kritikus a számítás szempontjából, és esetenként és évszakonként más és más. A vonatkozó gyakorlat (Horváth L., 1978) szerint a nedves adiabata fagypontjának szintjéről szokás indítani a leáramlást, de ez is csak egy becslés, amit a kutatás során a több szint analízisével igyekszünk pontosabbá tenni. Ezért számításainkat eleinte 0-2 km, 0-3 km, 0-4 km, 0-5 km, 0-6 km-es rétegekre végeztük el, itt azonban felmerült az a probléma, hogy a rádiószondás felszállások töréspontjai nem rögzített magassági értékekre készülnek, valamint nem álltak rendelkezésre a pontos adatok 2-3-4-5-6 ezres magasságokra. Természetesen interpoláció segítségével ezeket az adatokat meghatározhatjuk, de későbbi munkánk során a nyomási szintek használata a számítások egyszerűsítése szempontjából praktikusabbnak bizonyult. A magassággal végzett számításaink igen összetettek voltak és az egyes lépésekben kapott eredmények jelentősen befolyásolták a későbbieket, így a kezdetben bevitt pontatlanság a számítások végére jelentős mértékű is lehetett volna. Mivel pedig a legfőbb célunk az volt, hogy a kifutószület, illetve a DCAPE értékét minél

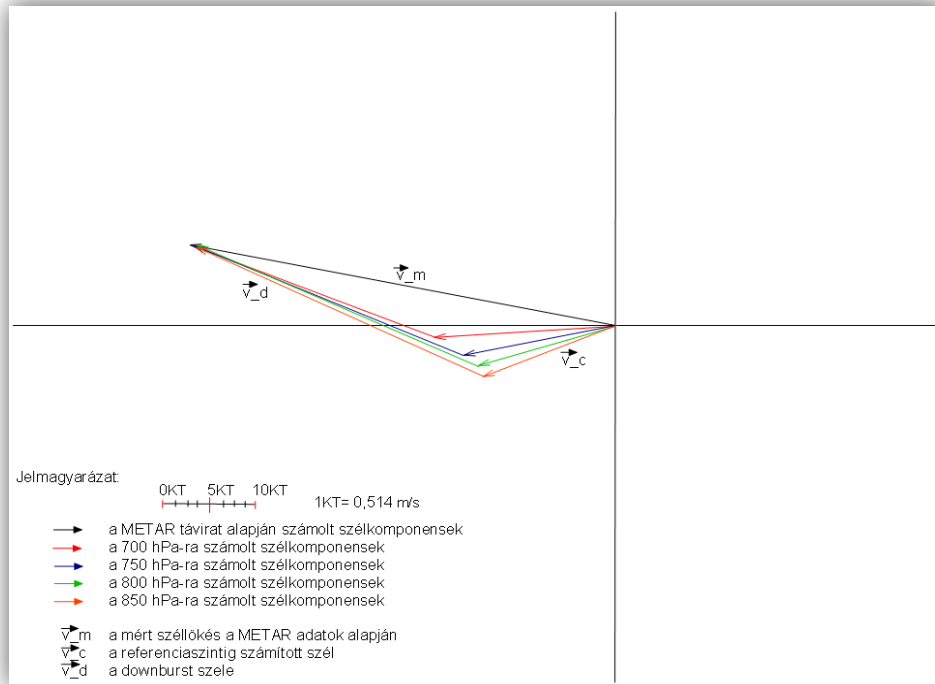
pontosabban tudjuk megadni, illetve hogy javítsunk ezek előrejelzésén ez a hiba nem volt megengedhető. Ennek érdekében tértünk át a korábban említett referenciaszintekre.

A DCAPE számítását (is eleinte egyetlen szintre, 700 hPa-ra számítottuk, de végül áttértünk a korábban megadott referenciaszint szerinti vizsgálatra) a III. fejezetben szereplő (11)-es egyenlet alapján végeztük el, kissé módosítva a feladatnak megfelelően. Az egyenletben szereplő T_{ve} (az atmoszféra abszolút virtuális hőmérséklete) helyett a rádiószondás felszállásokban szereplő hőmérsékletet (T_a), a T_{va} (az emelkedő légréteg abszolút virtuális hőmérséklete) helyett a nedves adiabatát (wet_adiabat) vettük adott rétegvastagságra és referenciaszintre. Így tehát az általunk használt képlet a következő:

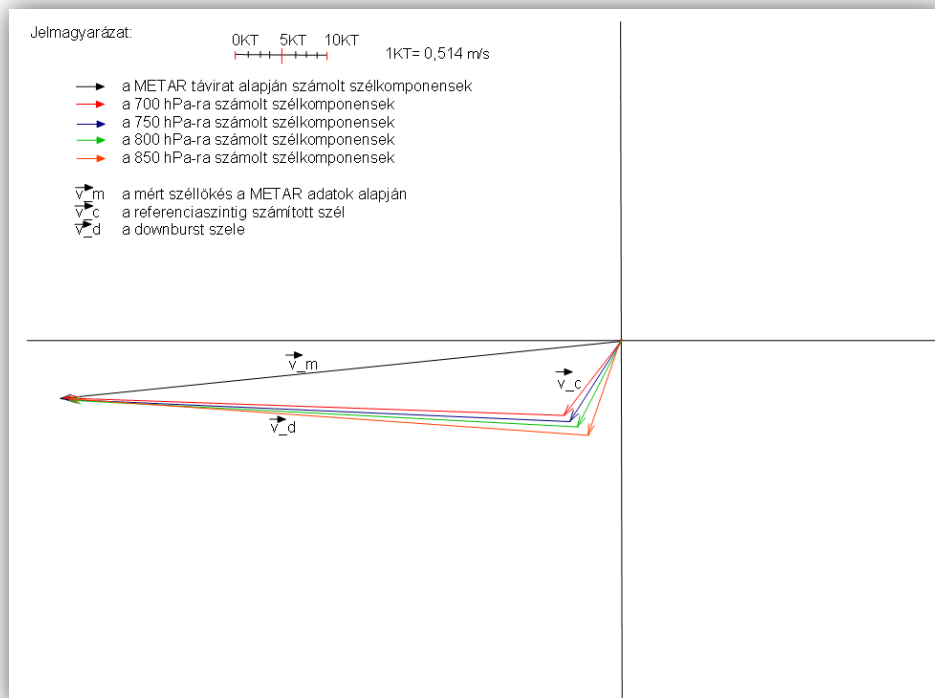
$$E_{DCAPE} = \left(\frac{g}{\gamma_{wet}} \right) \ln \left(\frac{T_{a1}}{T_{a2}} \right) \quad (13)$$

ahol T_{a1} az első szint hőmérséklete, n a töréspontok száma, Δz pedig a rétegvastagság.

Miután a DCAPE értéke és a kifutószél kapcsolatát szeretnénk feltárni, ezért tudnunk kell magának a kifutószélnek a nagyságát. Ehhez azonban a kifutószél vektorának pontosítására van szükség, ugyanis a felszín közelében mért kifutószélben már maga a zivatarcella mozgása is megjelenik! Annak érdekében, hogy pontosabb képet kapjunk a kifutószél alakulásáról le kell vonnunk a felszínen mért kifutószélből a zivatarcella mozgásából származó adalékot. Ezzel a lépéssel megkapjuk az álló zivatarcella kifutószélét, mintha mozdulatlan légkörrel dolgoznánk. Feltételeztük, hogy a referenciaszintig számolt légköri átlagszél és a METAR adatokból számított szél segítségével megkaphatjuk a downburst kifutószélét a talajközelben. Két esetre készítettünk illusztrációt is, ezek a 13-14. ábrákon láthatóak.



13. ábra: A zivatarcella kifutószelének megadása vektoros ábrázolás segítségével 2004.11.19-i esetre. Jelmagyarázat az ábrán látható.



14. ábra: A zivatarcella kifutószelének megadása vektoros ábrázolás segítségével 2007.07.09-i esetre. Jelmagyarázat az ábrán látható.

A v_m -et megadó u és v szélkomponenseket a METAR-ban regisztrált szélirány és szélsebesség adatokból számítottuk ki, ennek segítségével vehettük figyelembe a kifutószél irányeltérését (ennek kiszámításáról az 1.2 fejezetben lesz szó). A v_c komponenseit pedig a rádiószondás felszállásból vett szélirány és szélesség segítségével kaptuk meg (ennek kiszámításáról az 1.2 fejezetben lesz szó). E két vektor segítségével megkaphatjuk a keresett v_d vektort, azaz a downburst szelét.

Mint már említettük minden számítást hat referenciaszintre végeztük el, ezek pedig az 500 hPa, 600 hPa, 700 hPa, 750 hPa, 800 hPa és a 850 hPa. Ezeken a szinteken néztük meg azt, hogy az átlagszél és a DCAPE között mennyire szoros a kapcsolat, illetve amelyik rétegre a legjobb. A rádiószondás felszállásban szereplő töréspontokra számoltuk ki a nedves hőmérsékletet, a nedves adiabatát. Utóbbihoz szükségünk volt a harmatpontra, nyomási értékekre, a hőmérsékletre a referenciaszinten, valamint magára arra a referenciaszintre amelyre számolunk. Elsőként kiszámítottuk a specifikus nedvességet (ennek az MDCAPE számításánál fontos szerepe lesz):

$$e(t) = 611.2 \text{ Pa} * \exp(17.67*t/(243.5 + t)) \quad (14)$$

(Forrás: Götz G. – Rákóczi F.,1981)

Meg kell említenünk, hogy számításaink során a keverési arányt és a specifikus nedvességet egyenlőnek tételeztük fel (bár e két paraméter nyilván nem ugyanazt jelenti és köztük néhány tized eltérés is van). E közelítéssel igyekeztük egyszerűsíteni a nedvességgel kapcsolatos számításainkat.

Ezt követően a leáramlás potenciális hőmérsékletét, illetve a leáramlás aktuális szintjének harmatpontját (azaz a harmatpontot a nyomástól függően) és hőmérsékletét számítottuk ki. Ezt követően került sor a leáramlás nedves hőmérsékletének kiszámítására, azaz a nedves adiabata megadására a nyomás függvényében.

A DCAPE számításokat szeretnénk volna még pontosabbá tenni azáltal, hogy megpróbáljuk figyelembe venni a kikondenzálódott folyékony víz leáramlást befolyásoló hatását is, azaz célunk az MDCAPE meghatározása volt. Mint azt a 2.1 szakaszban ismertetett esettanulmány is bizonyítja, a nedvesség figyelembevétele akár jelentősen is növelheti a leáramló légtest energiájának nagyságát. (Példaként a Függelékben megtalálható a 2.

számú melléklet, amelyben a vizsgált esetekre tekinthető meg ez a növekedés.) E paraméter meghatározása igen összetett feladat, hiszen azt nem tudjuk megmondani, hogy maga a leáramlás milyen magasságról indul, valamint az sem ismert pontosan, hogy mennyi víz párolog el míg a talajra érünk. A számítást a III. fejezetben bemutatott (12)-es egyenlet alapján végeztük, de itt is elvégeztünk azokat a módosításokat, amelyeket a DCAPE esetén is, így az általunk alkalmazott egyenlet a következő:

$$E_{\text{MDCAPE}} = \frac{\dots}{\dots} \quad (17)$$

Mivel csak azt tudjuk, hogy mennyi víz párologott el (), csupán ennek a hatását tudtuk figyelembe venni, így ez egy alsó közelítés az MDCAPE értékére (a valódi MDCAPE ennél nagyobb).

1.2 Az átlagszél, a kifutószél és a downburst szélsébségének kiszámítása

Az átlagszél kiszámításához a rádiószondás felszállásban szereplő magasságra, szélirányra és szélsébségre volt szükségünk. Először kiszámítottuk az u és v szélkomponenseket, ezután szoroztuk az egyes értékeket a rétegvastagsággal, majd szummáztuk az u-kat és v-eket a különböző referenciaszintekig. Végül az átlagszelet úgy kaptuk meg, hogy ezeket az összegzett értékeket osztottuk a teljes rétegvastagsággal. Ezzel tehát megkaptuk a 13-14. ábrákon látható v_c értékét. Ahhoz, hogy a kifutószel is ki tudjuk számolni szükség volt a METAR-ban szereplő szélirányra (dir) és szélsébségre (spd) is, hogy a v_m -et is ismerjük. Ehhez át kellett váltanunk radiánba a következő módon:

$$\text{az u komponensre:} \quad (15)$$

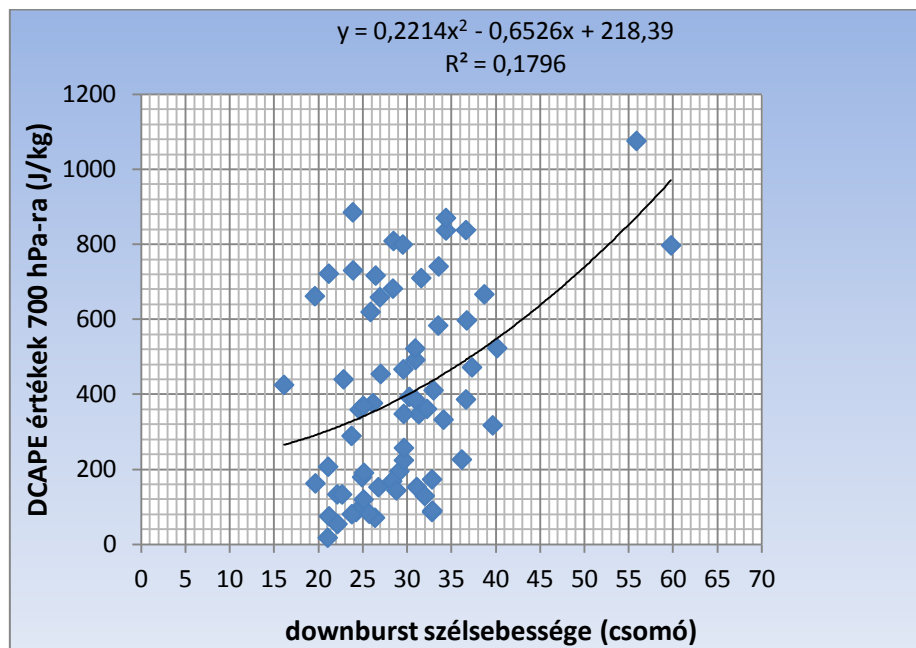
$$\text{a v komponensre:} \quad (16)$$

Ezt követően már kiszámíthattuk a downburst szelének (v_d) u és v komponensét is úgy, hogy a METAR alapján számolt szélkomponensekből kivontuk a rádiószondás mérésből

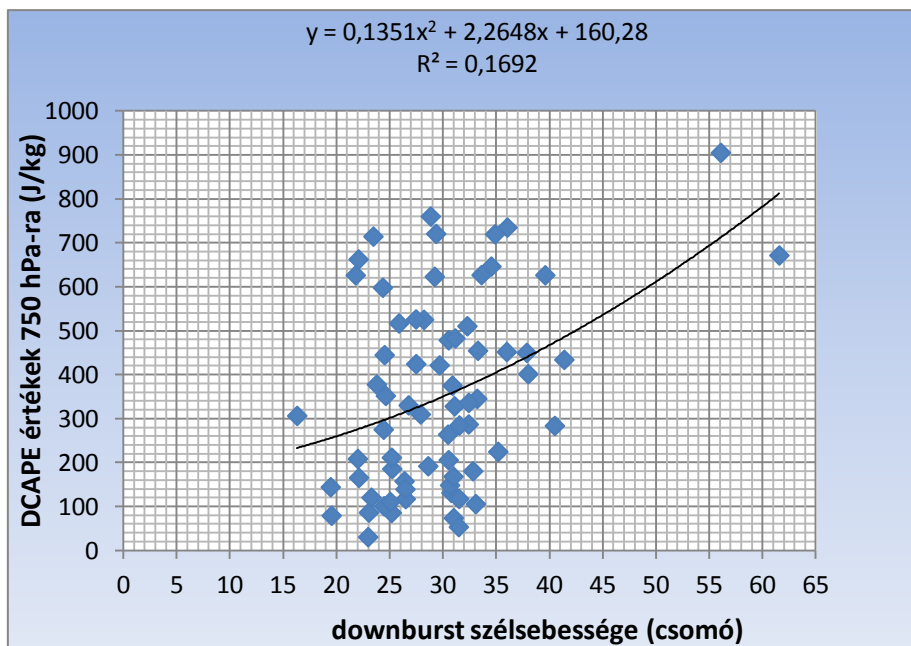
számított u és v komponenseket így megkapva a referenciaszintig számolt átlagszél és a talajközelen mért átlagszél különbségét. Mindezek után már nem volt más dolgunk, mint venni az így megkapott szélkomponensek négyzetének összegét, és abból gyököt vonni. Az így kapott érték pedig nem más, mint a downburst kifutószelének (v_d) sebessége abszolútértékben, csomóban megadva.

2. Eredmények

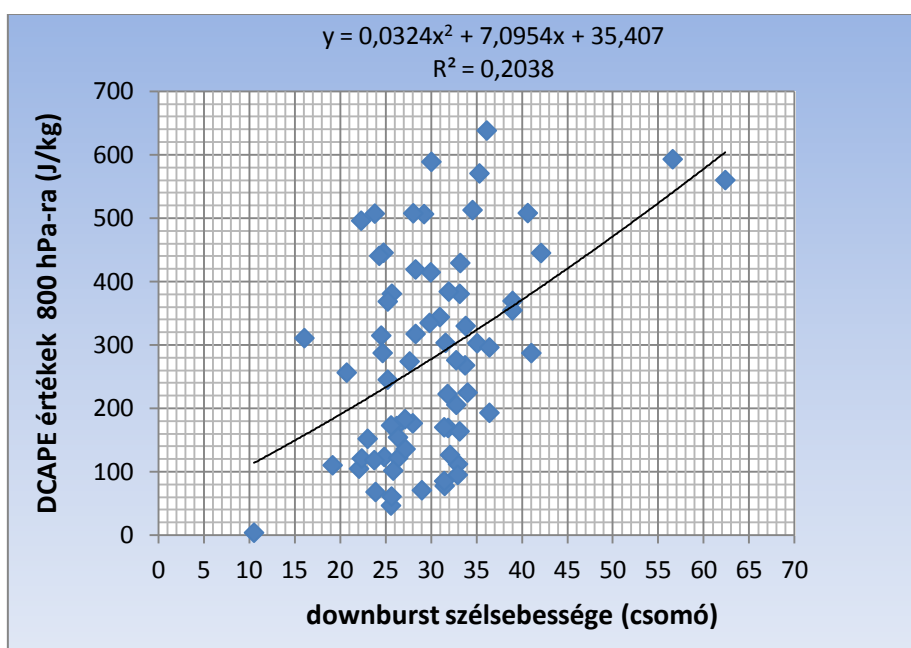
Az előző fejezetekben végzett számítások eredményeként kapott DCAPE értékeket és a downburst szélességi értékeit ábráztuk diagramokon a referenciaszintek szerint, így vizsgálva a köztük lévő kapcsolatot. (Néhány eredmény az 1-4. diagramokon látható).



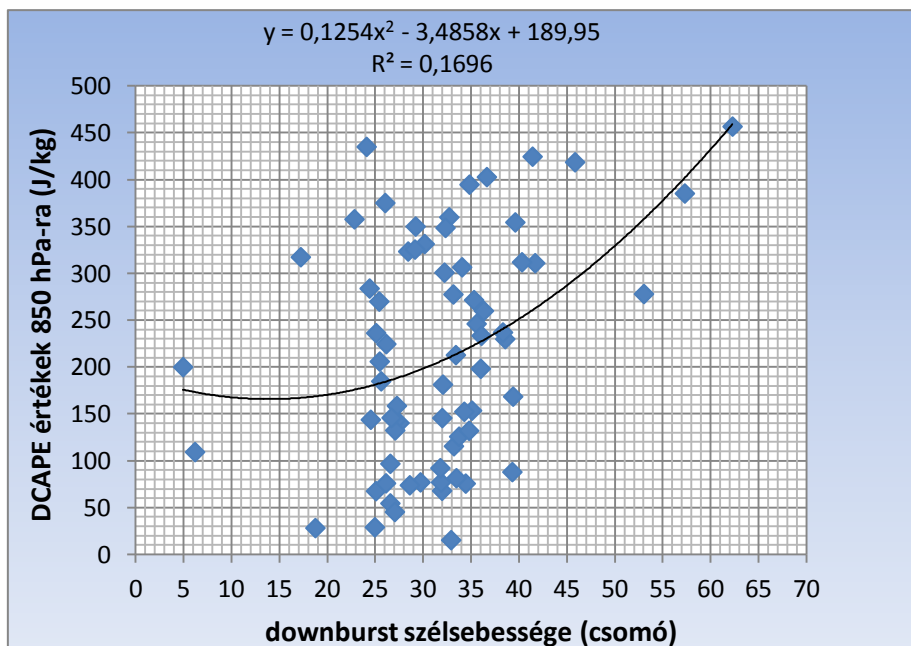
1. diagram: A 700 hPa-ra számolt kifutószél és a DCAPE közti kapcsolat. Az x tengelyen a downburst szélessége látható csomóban. Az y tengelyen a DCAPE értékei vannak feltüntetve J/kg-ban adott referenciaszintre.



2. diagram: A 750 hPa-ra számolt kifutósél és a DCAPE közti kapcsolat. Az x tengelyen a downburst szélessége látható csomóban. Az y tengelyen a DCAPE értékei vannak feltüntetve J/kg-ban adott referenciaszintre.



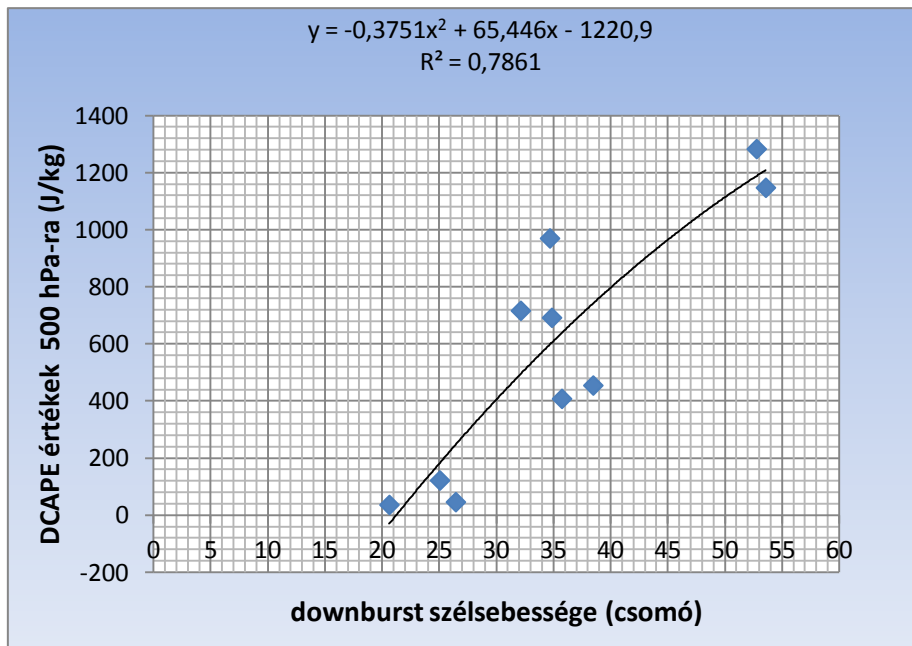
3. diagram: A 800 hPa-ra számolt kifutósél és a DCAPE közti kapcsolat. Az x tengelyen a downburst szélessége látható csomóban. Az y tengelyen a DCAPE értékei vannak feltüntetve J/kg-ban adott referenciaszintre.



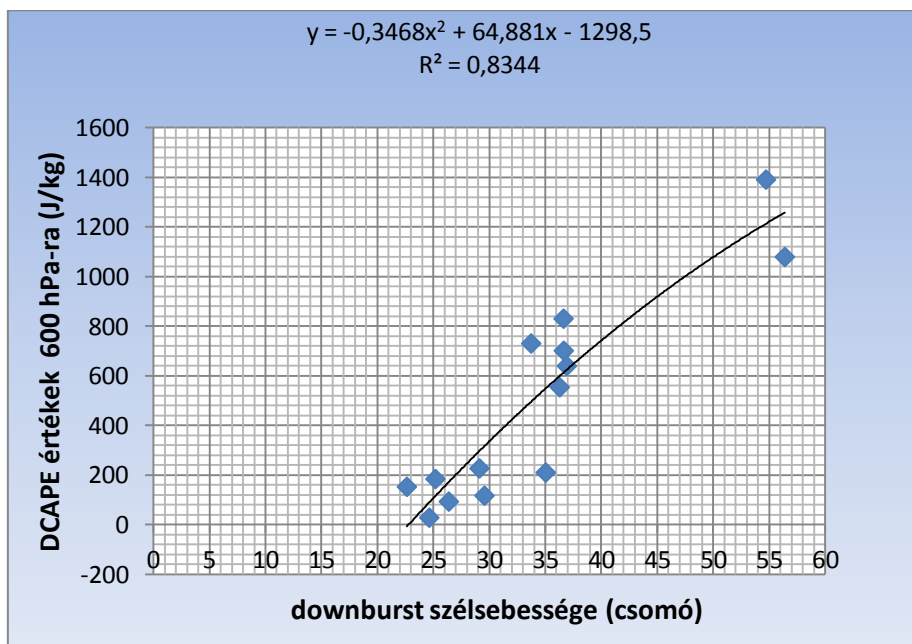
4. diagram: A 850 hPa-ra számolt kifutószél és a DCAPE közti kapcsolat. Az x tengelyen a downburst szélessége látható csomóban. Az y tengelyen a DCAPE értékei vannak feltüntetve J/kg-ban adott referenciaszintre.

Mint látható az esetek elég nagy szórást mutatnak, különösen a 850 és 750 hPa szintekre. Így igyekeztünk különböző szűréseket elvégezni, hogy magyarázatot találjunk, illetve újabb ötletet nyerjünk a probléma megoldására.

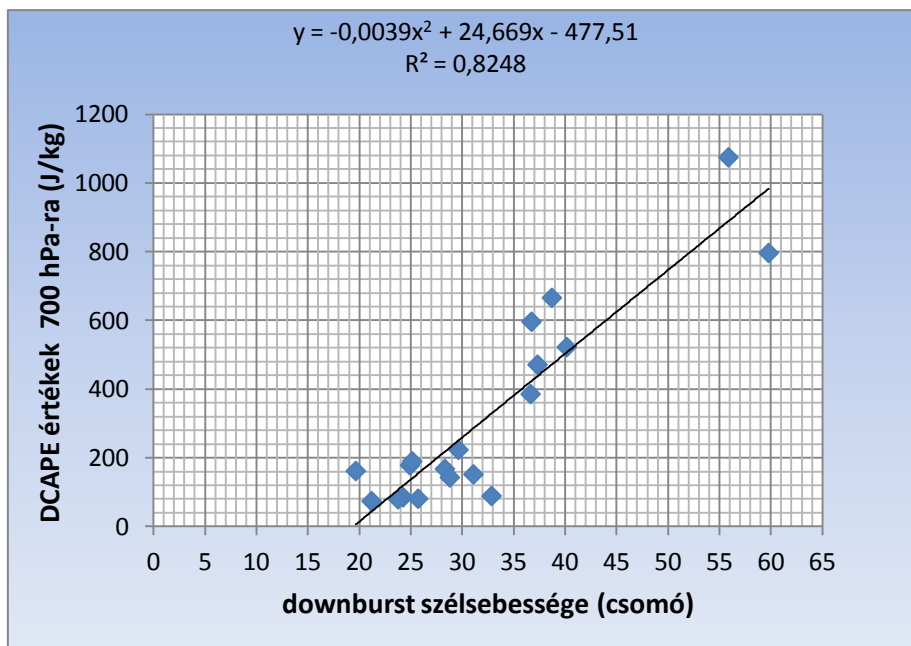
Az egyik ilyen vizsgálat során megnéztük, hogy mennyiben változnak az eredmények, ha csak a 40 csomós, vagy az afeletti széllelkéses eseteket vesszük figyelembe. (A kritériumnak 20 eset felelt meg). Ettől a lépéstől azért várható javulás, mert a nagyobb szélesség érték egyben azt is jelenti, hogy a downburst sokkal direktbben találta el a mérési pontot. (Az eredmények az 5.-10. diagramokon láthatóak.)



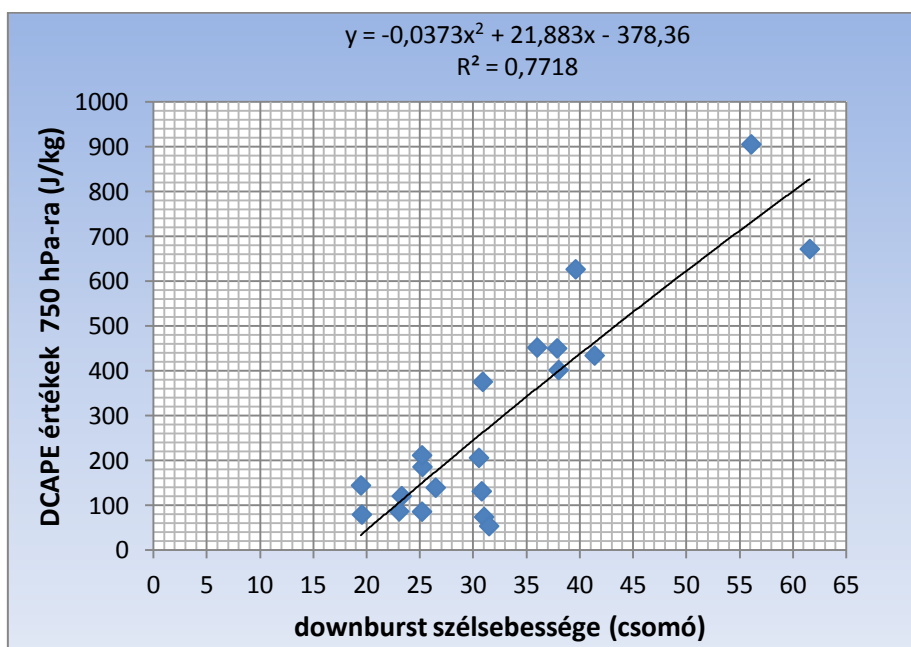
5. diagram: A 40 csomónál nagyobb széllökéses esetek 500 hPa-ra. Az x tengelyen a downburst szélessége látható csomóban, az y tengelyen a DCAPE értékek vannak megadva J/kg-ban.



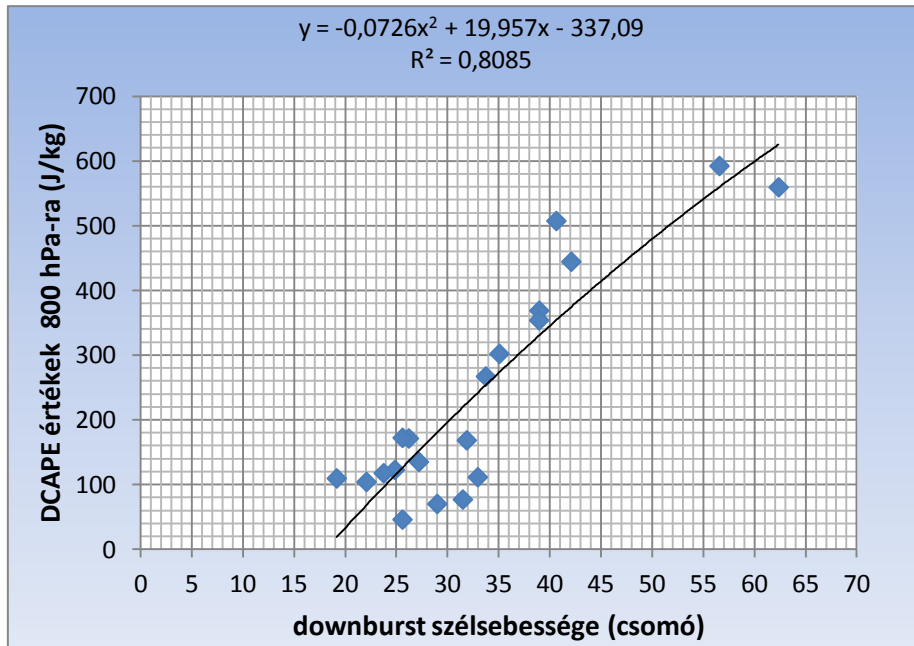
6. diagram: A 40 csomónál nagyobb széllökéses esetek 600 hPa-ra. Az x tengelyen a downburst szélessége látható csomóban, az y tengelyen a DCAPE értékek vannak megadva J/kg-ban.



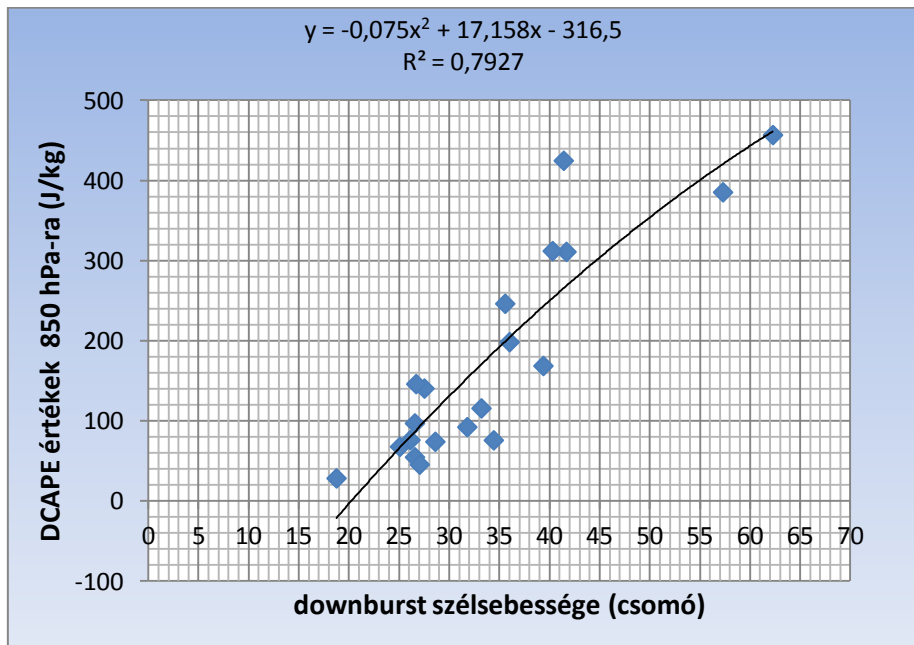
7. diagram: A 40 csomónál nagyobb széllökéses esetek 700 hPa-ra. Az x tengelyen a downburst szélessége látható csomóban, az y tengelyen a DCAPE értékek vannak megadva J/kg-ban.



8. diagram: A 40 csomónál nagyobb széllökéses esetek 750 hPa-ra. Az x tengelyen a downburst szélessége látható csomóban, az y tengelyen a DCAPE értékek vannak megadva J/kg-ban.



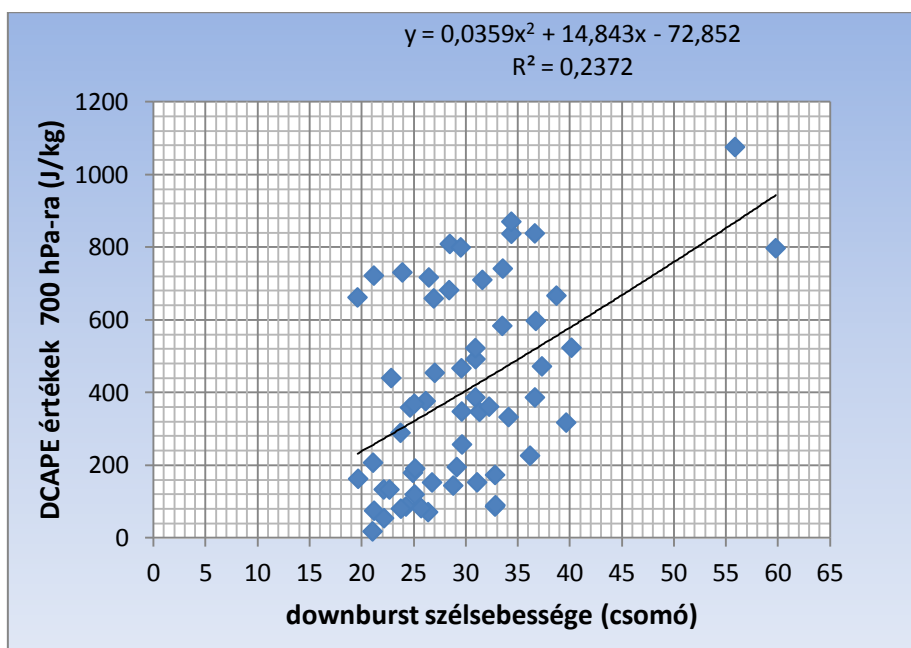
9. diagram: A 40 csomónál nagyobb széllökéses esetek 800 hPa-ra. Az x tengelyen a downburst szélessége látható csomóban, az y tengelyen a DCAPE értékek vannak megadva J/kg-ban.



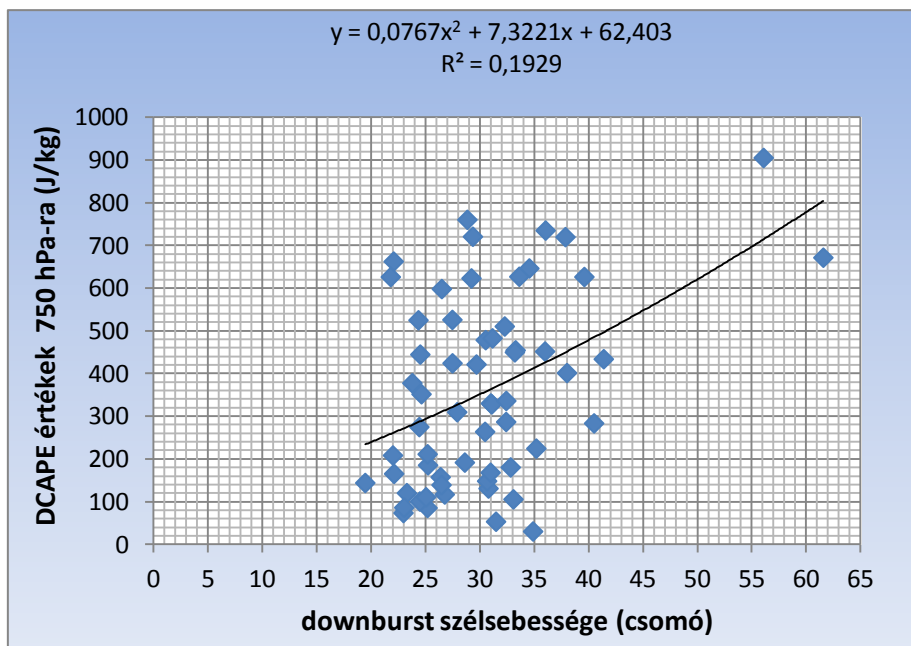
10. diagram: A 40 csomónál nagyobb széllökéses esetek 850 hPa-ra. Az x tengelyen a downburst szélessége látható csomóban, az y tengelyen a DCAPE értékek vannak megadva J/kg-ban.

Jól látható, hogy ezzel a szűréssel jelentősen megnőtt a korreláció a két vizsgált paraméter között, hiszen az R^2 értéke a 0,1 és 0,2 körüli értékekről 0,8-as értékekre javult, illetve az egyes esetek már a polinomiális görbéhez igazodva, annak mentén helyezkednek el, kisebb a szórásuk. Ezek alapján feltételezhető, hogy a vizsgálatok a nagyobb széllelkések esetén lesznek eredményesek és a DCAPE értékek valamint a downburst kifutószelének nagysága között csak ezekben az esetekben vonhatunk le olyan következtetéseket, amelyek segíthetik az előrejelzők munkáját, illetve pontosíthatják e két paraméter előrejelzését.

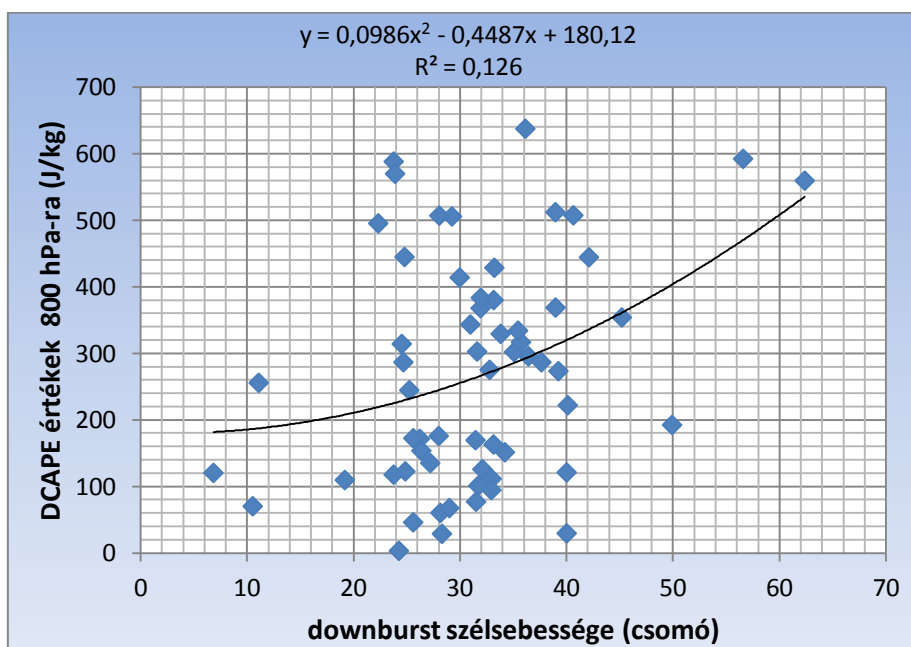
Ezek után egy másik szűrést is alkalmaztunk, amely során kiválogattuk azokat a napokat a vizsgált eseteink közül, amikor jelentettek Cumulonimbus felhőzetet a METAR illetve SPECI táviratokban. (A kritériumnak 60 eset felelt meg). (Néhány eredmény a 9-12. diagramokon látható.)



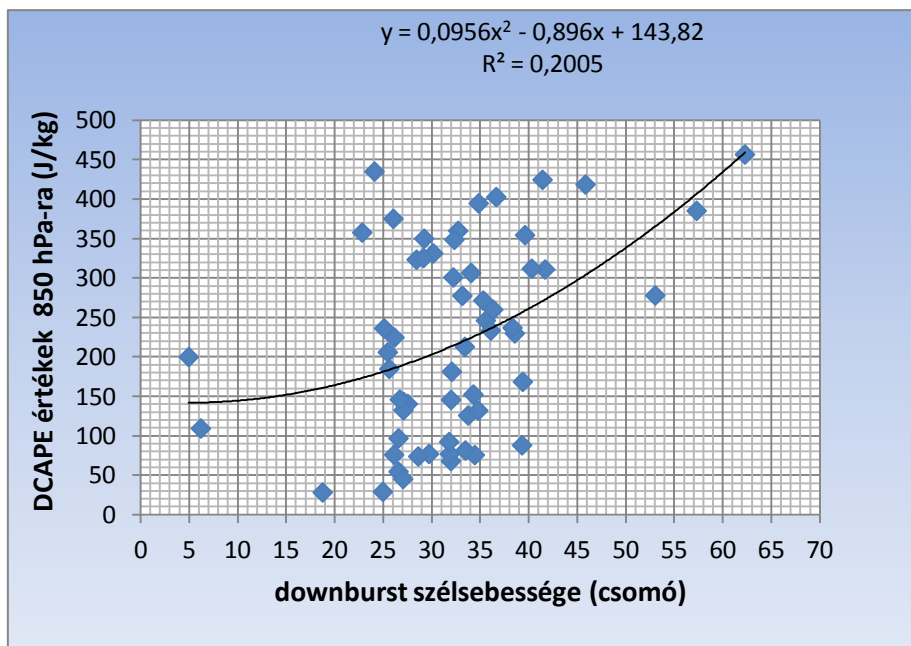
11. diagram: Esetek amikor észleltek Cb felhőt (referenciaszint 700 hPa). Az x tengelyen a downburst szélessége látható csomóban, az y tengelyen a DCAPE értékek vannak megadva J/kg-ban.



10. diagram: Esetek amikor észleltek Cb felhőt (referenciaszint: 750 hPa). Az x tengelyen a downburst szélessége látható csomóban, az y tengelyen a DCAPE értékek vannak megadva J/kg-ban.



11. diagram: Esetek amikor észleltek Cb felhőt (referenciaszint: 800 hPa). Az x tengelyen a downburst szélessége látható csomóban, az y tengelyen a DCAPE értékek vannak megadva J/kg-ban.



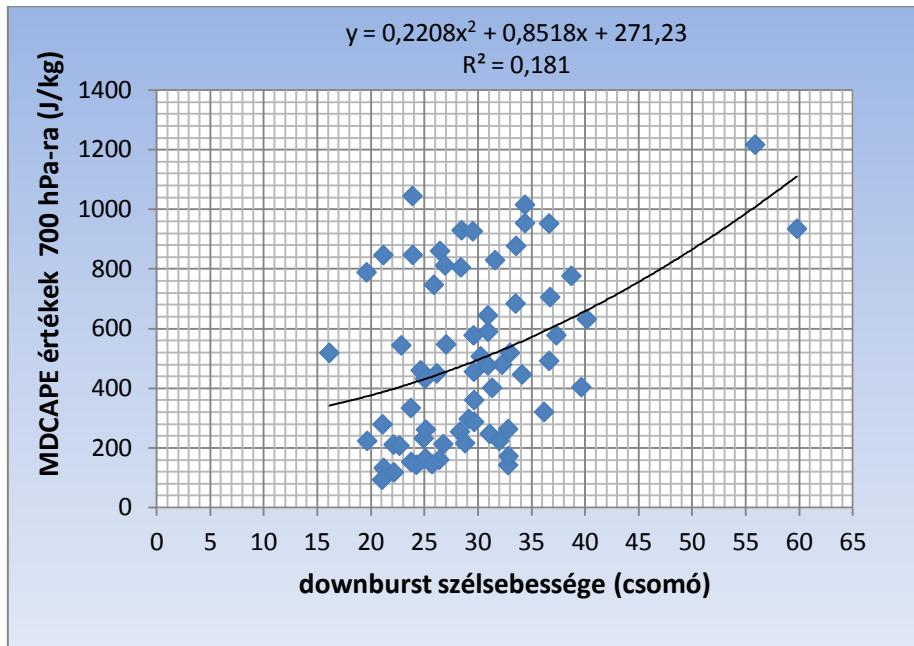
12. diagram: Esetek amikor észleltek Cb felhőt (referenciaszint: 850 hPa). Az x tengelyen a downburst szélessége látható csomóban, az y tengelyen a DCAPE értékek vannak megadva J/kg-ban.

A Cb felhők szerinti csoportosítás is javította a korrelációt az összes eset vizsgálatához képest, kivéve a 800 hPa-os referenciaszintet. A szűrések R^2 -re gyakorolt hatását a 4. táblázatban összegyűjtöttük.

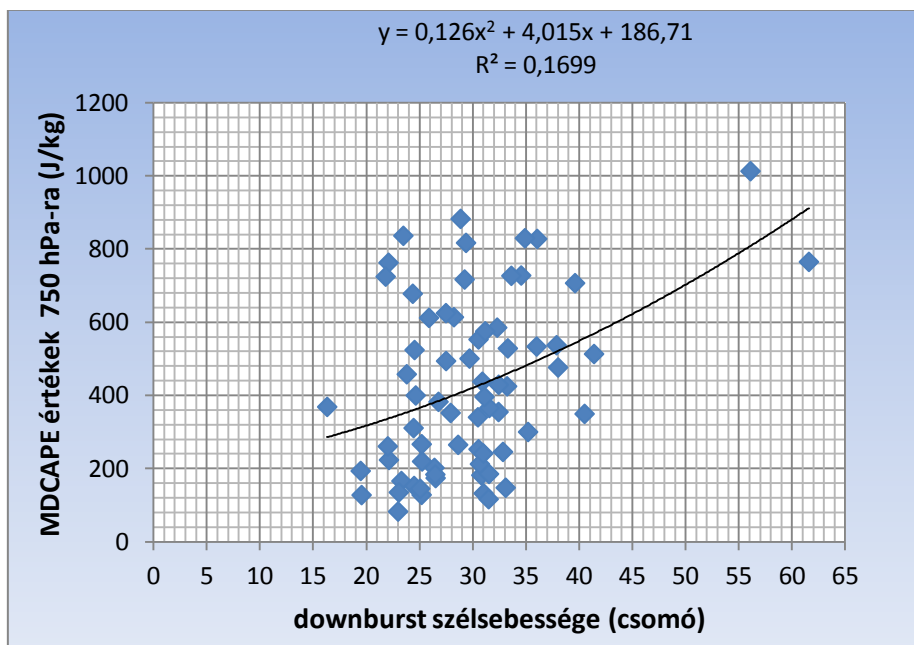
	Összes eset	Cb szerinti szűrés	Szállókés szerinti szűrés
500 hPa	0,1679	0,0125	0,7861
600 hPa	0,194	0,1278	0,8344
700 hPa	0,1796	0,2372	0,8248
750 hPa	0,1692	0,1929	0,7718
800 hPa	0,2038	0,126	0,8085
850 hPa	0,1696	0,2005	0,7927

4. táblázat: Az R^2 alakulása a különböző nyomási szinteken az esetek meghatározott kritérium szerinti választása esetén.

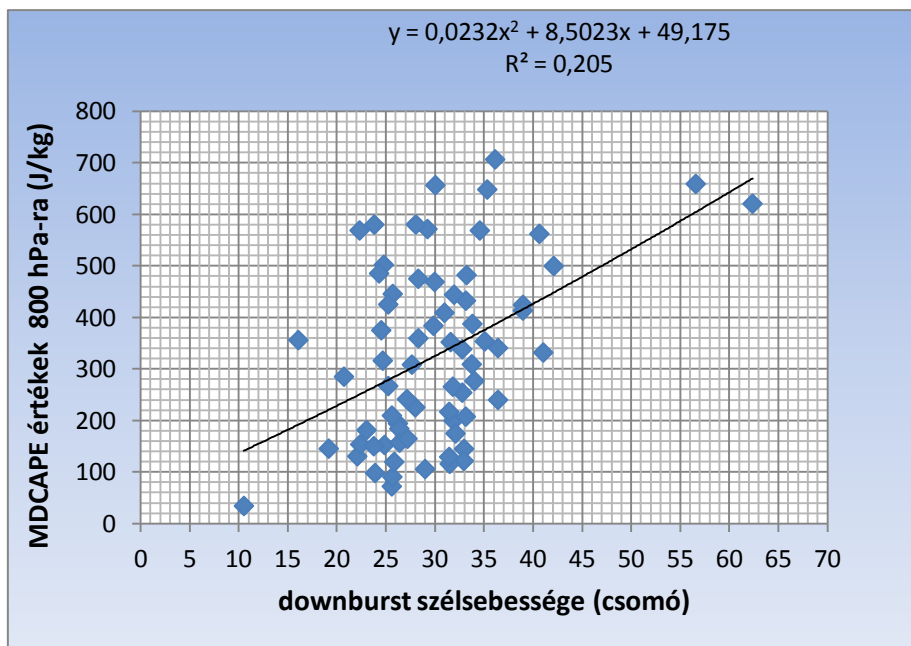
Ezt követően megnéztük azt is, hogyan változnak eredményeink, ha a DCAPE helyett az MDCAPE-el végezzük el a vizsgálatokat. Néhány eredmény a 13-24. diagramokon látható.



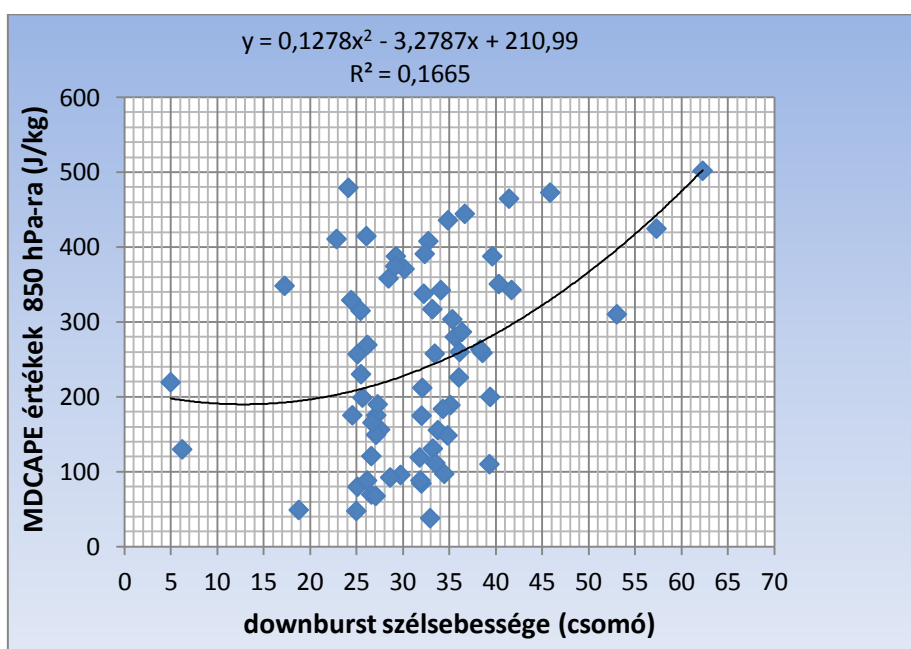
13. diagram: A 700 hPa-ra számolt kifutószél és az MDCAPE közti kapcsolat. Az x tengelyen a downburst szélessége látható csomóban. Az y tengelyen az MDCAPE értékei vannak feltüntetve J/kg-ban adott referenciaszintre.



14. diagram: A 750 hPa-ra számolt kifutószél és az MDCAPE közti kapcsolat. Az x tengelyen a downburst szélessége látható csomóban. Az y tengelyen az MDCAPE értékei vannak feltüntetve J/kg-ban adott referenciaszintre.

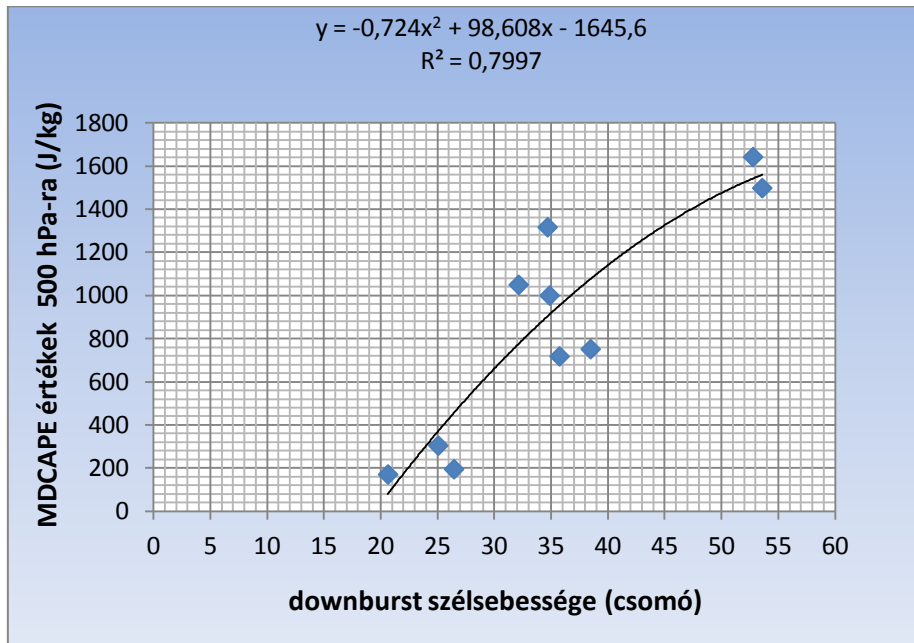


15. diagram: A 800 hPa-ra számolt kifutószél és az MDCAPE közti kapcsolat. Az x tengelyen a downburst szélessége látható csomóban. Az y tengelyen az MDCAPE értékei vannak feltüntetve J/kg-ban adott referenciaszintre.

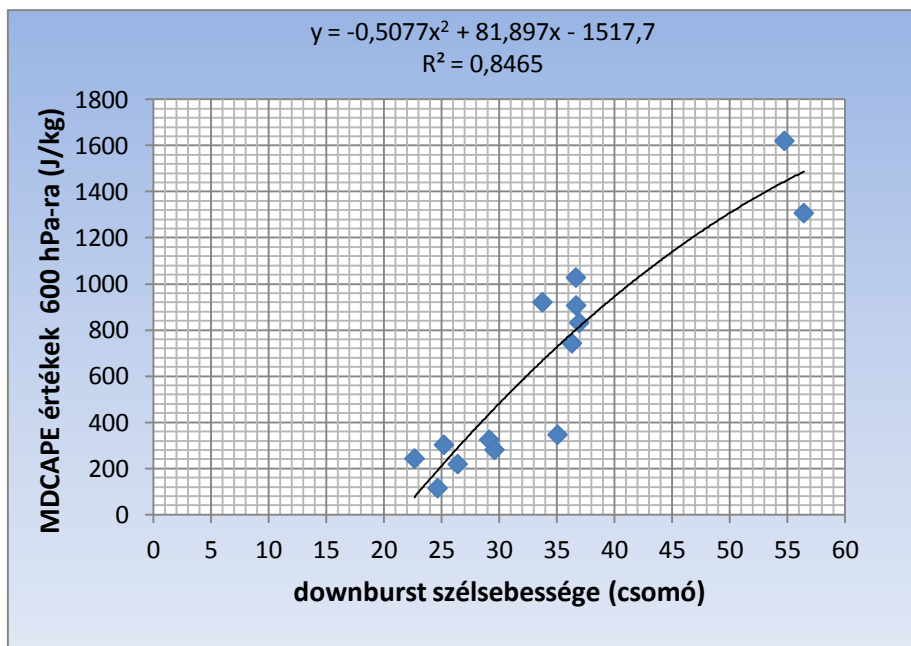


16. diagram: A 850 hPa-ra számolt kifutószél és az MDCAPE közti kapcsolat. Az x tengelyen a downburst szélessége látható csomóban. Az y tengelyen az MDCAPE értékei vannak feltüntetve J/kg-ban adott referenciaszintre.

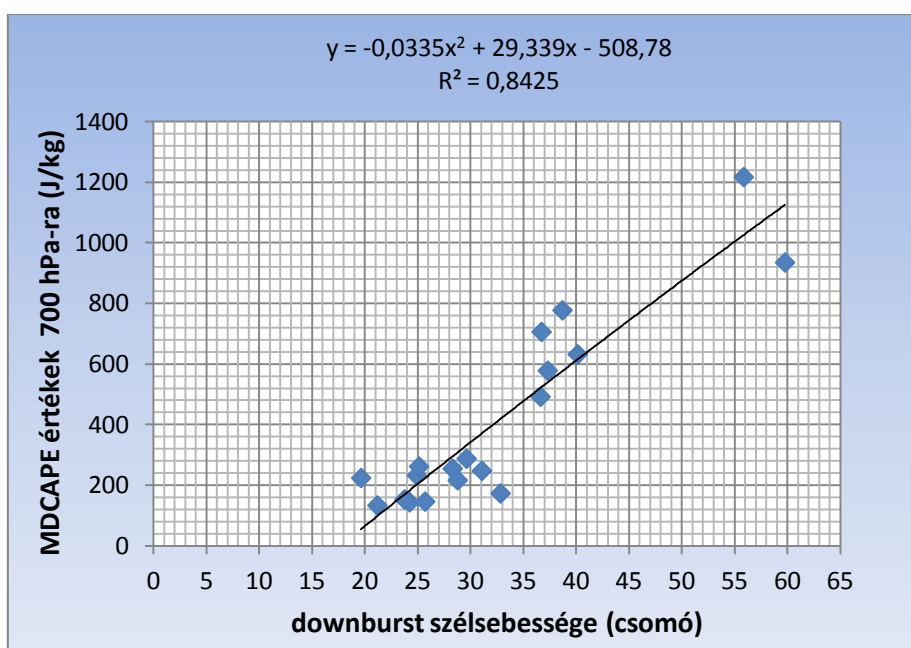
Sajnos a vártnál sokkal kisebb lett a javulás mértéke, sőt a 850 hPa-os szinten némi romlás is megfigyelhető. Remélve, hogy a DCAPE-hez hasonlóan e paraméternél is jelentős változást hozhat, elvégeztük a szélőkés szerinti szűrést is.



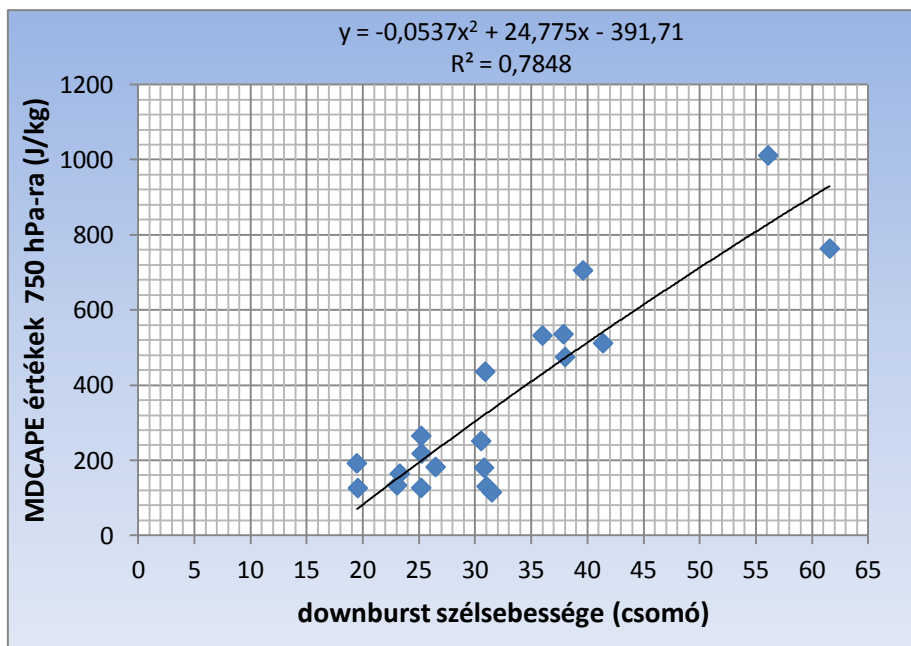
17. diagram: A 40 csomónál nagyobb szélőkéses esetek 500 hPa-ra. Az x tengelyen a downburst szélessége látható csomóban, az y tengelyen az MDCAPE értékek vannak megadva J/kg-ban.



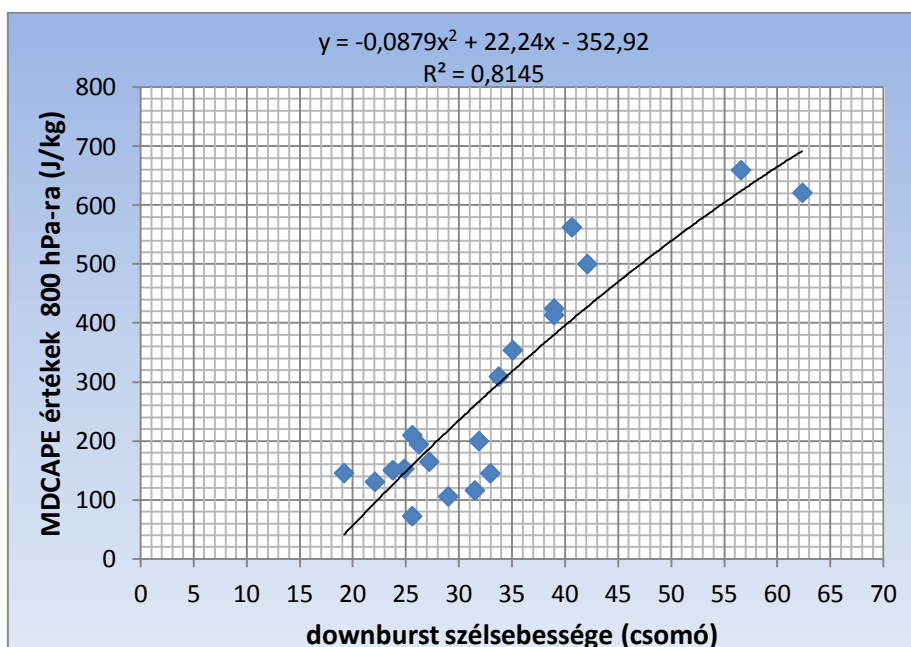
18. diagram: A 40 csomónál nagyobb szélőkéses esetek 600 hPa-ra. Az x tengelyen a downburst szélessége látható csomóban, az y tengelyen az MDCAPE értékek vannak megadva J/kg-ban.



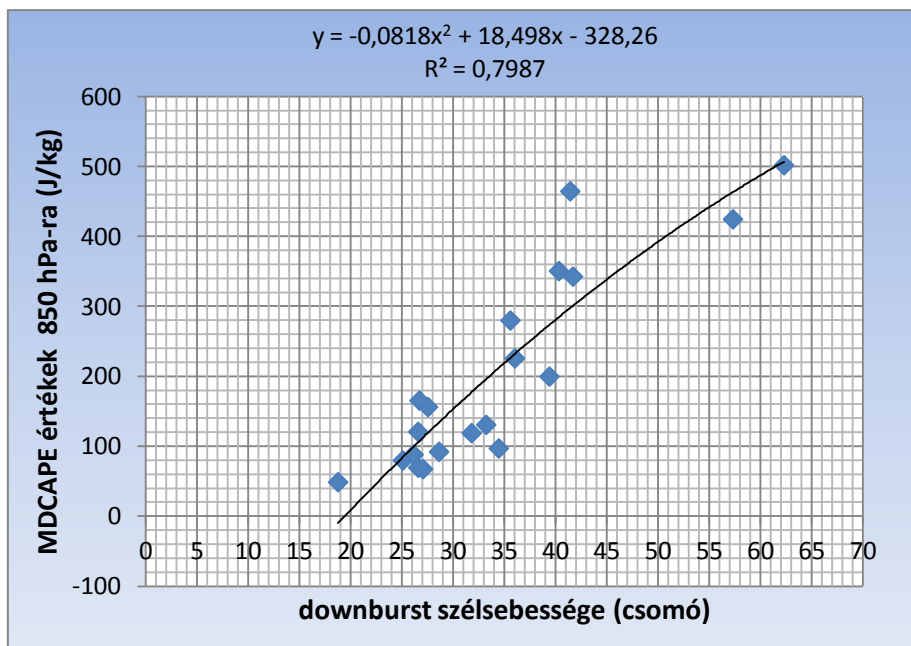
19. diagram: A 40 csomónál nagyobb szélőkéses esetek 700 hPa-ra. Az x tengelyen a downburst szélessége látható csomóban, az y tengelyen az MDCAPE értékek vannak megadva J/kg-ban.



20. diagram: A 40 csomónál nagyobb szélökéses esetek 750 hPa-ra. Az x tengelyen a downburst szélessége látható csomóban, az y tengelyen az MDCAPE értékek vannak megadva J/kg-ban.



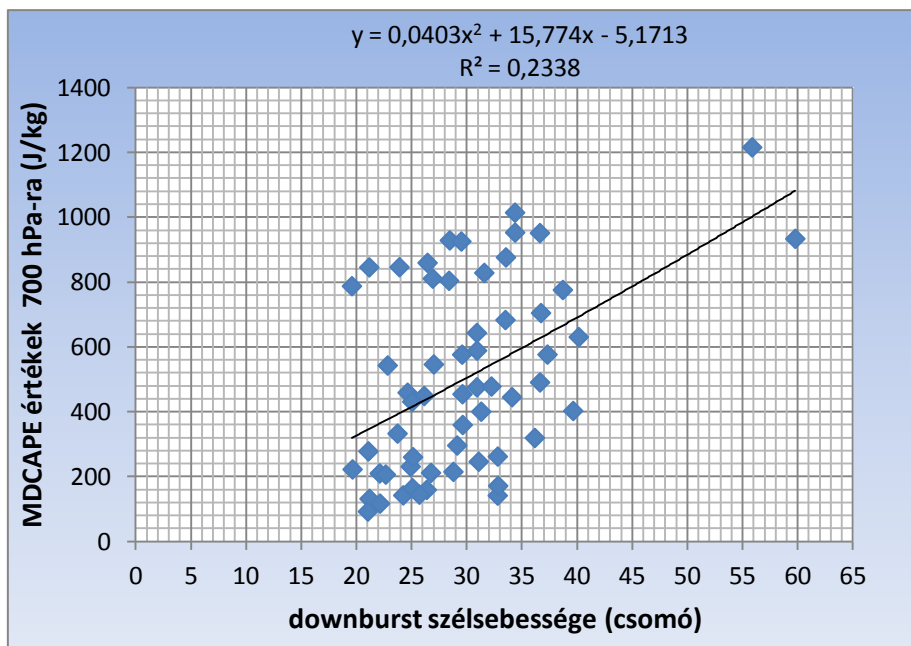
21. diagram: A 40 csomónál nagyobb szélökéses esetek 800 hPa-ra. Az x tengelyen a downburst szélessége látható csomóban, az y tengelyen az MDCAPE értékek vannak megadva J/kg-ban.



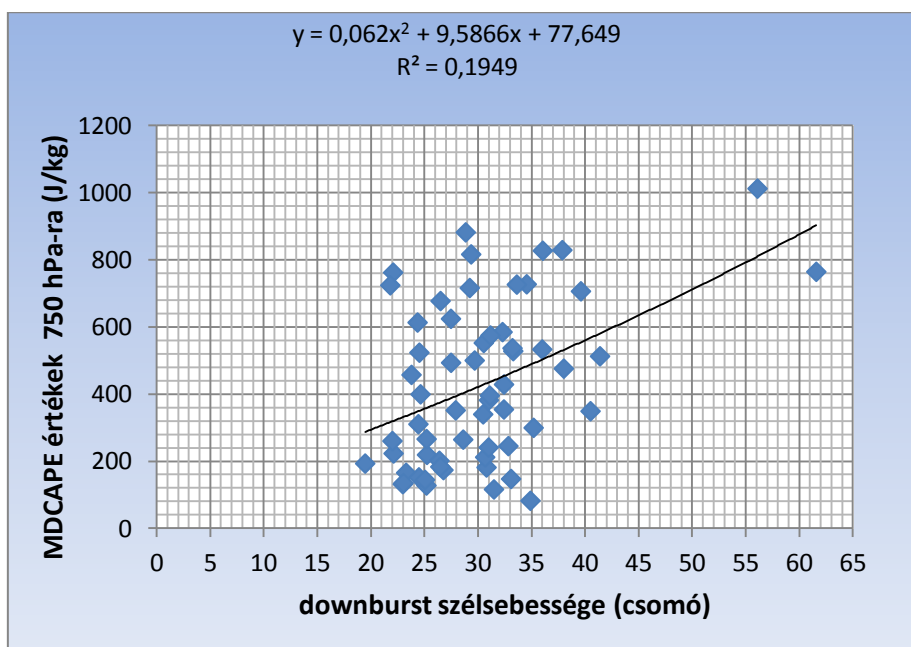
22. diagram: A 40 csomónál nagyobb szélökéses esetek 850 hPa-ra. Az x tengelyen a downburst szélessége látható csomóban, az y tengelyen az MDCAPE értékek vannak megadva J/kg-ban.

A reméltek megfelelően ez a csoportosítás kellő javulást okozott a korrelációban, sőt a DCAPE-nél kapott értékeknél is jobb eredmény született, ahogyan azt vártuk, bár a másodfokú tag csekély nagyságú negatív együtthatója jelzi, hogy az összefüggés továbbra is jelentős zavaró tényezőkkel terhelt.

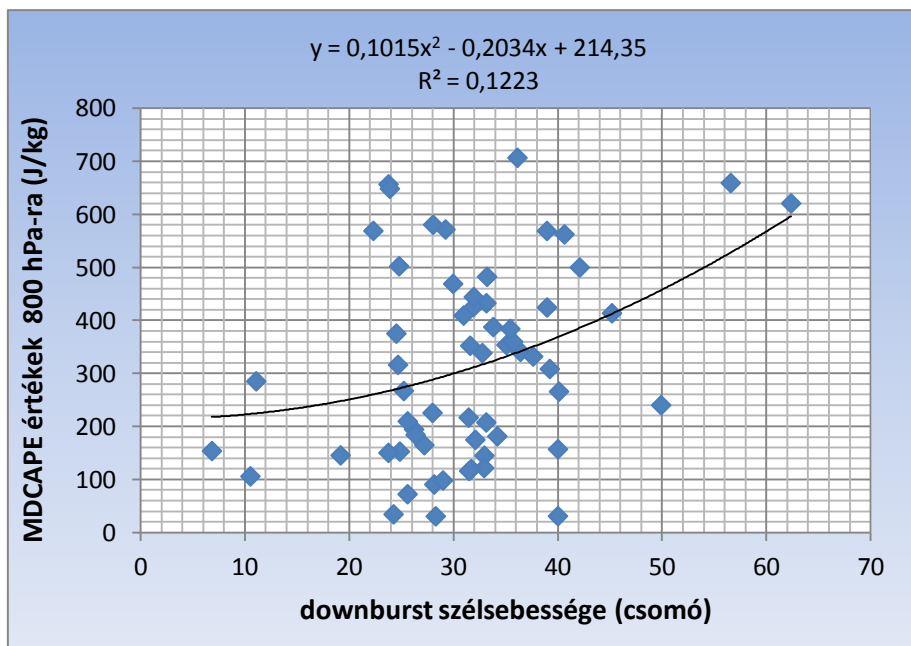
A teljes összehasonlítás érdekében természetesen elvégeztük a Cb felhők szerinti szűrést is.



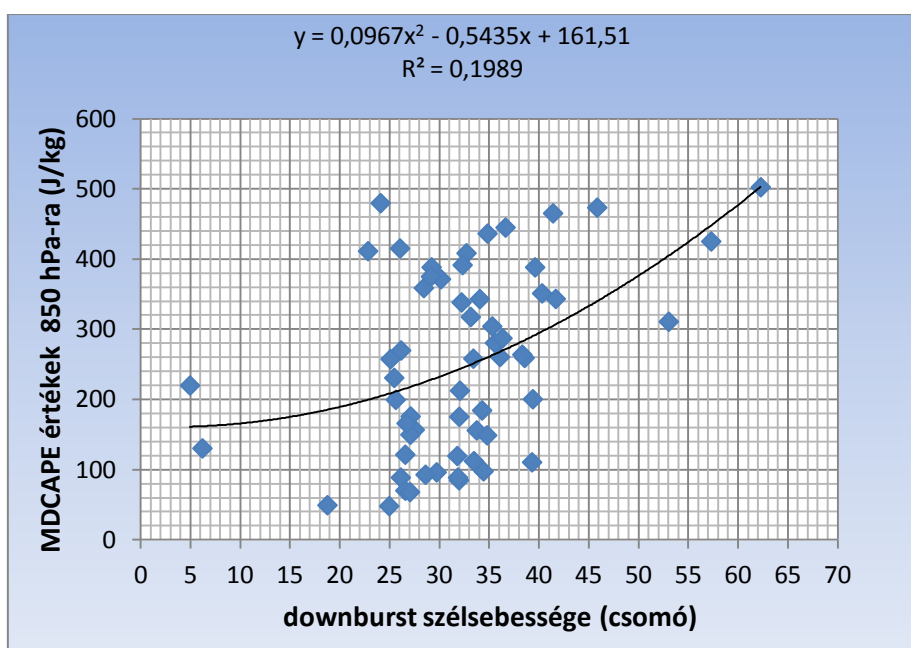
23. diagram: Esetek amikor észleltek Cb felhőt (referenciaszint 700 hPa). Az x tengelyen a downburst szélessége látható csomóban, az y tengelyen az MDCAPE értékek vannak megadva J/kg-ban.



24. diagram: Esetek amikor észleltek Cb felhőt (referenciaszint 750 hPa). Az x tengelyen a downburst szélessége látható csomóban, az y tengelyen az MDCAPE értékek vannak megadva J/kg-ban.



25. diagram: Esetek amikor észleltek Cb felhőt (referenciaszint 800 hPa). Az x tengelyen a downburst szélessége látható csomóban, az y tengelyen az MDCAPE értékek vannak megadva J/kg-ban.



26. diagram: Esetek amikor észleltek Cb felhőt (referenciaszint 850 hPa). Az x tengelyen a downburst szélessége látható csomóban, az y tengelyen az MDCAPE értékek vannak megadva J/kg-ban.

A DCAPE-hez hasonlóan itt is javult az R^2 , kivételt pedig itt is a 800 hPa-os referenciaszint képez. Itt azonban sajnos nem lett jobb a korrelációs együttható értéke, mint a DCAPE-el való számolás esetén. A könnyebb összehasonlíthatóság érdekében most is készítettünk egy összefoglaló táblázatot:

	DCAPE			MDCAPE		
	<i>Összes eset</i>	<i>Cb szerinti szűrés</i>	<i>Szállókés szerinti szűrés</i>	<i>Összes eset</i>	<i>Cb szerinti szűrés</i>	<i>Szállókés szerinti szűrés</i>
<i>500 hPa</i>	0,1679	0,0125	0,7861	0,1535	0,2018	0,7997
<i>600 hPa</i>	0,194	0,1278	0,8344	0,1867	0,1252	0,8465
<i>700 hPa</i>	0,1796	0,2372	0,8248	0,181	0,2338	0,8425
<i>750 hPa</i>	0,1692	0,1929	0,7718	0,1699	0,1949	0,7848
<i>800 hPa</i>	0,2038	0,126	0,8085	0,205	0,1223	0,8145
<i>850 hPa</i>	0,1696	0,2005	0,7927	0,1665	0,1989	0,7987

3. Következtetések

Mint azt a bemutatott ábrák és összegző táblázatok is bizonyítják, a legjobb korreláció a 600 és 700 hPa-os referenciaszinten állt elő, így ez igazolja, hogy a DCAPE számítási gyakorlatban használt indulási szint adja a legjobb közelítést. Továbbá számításaink alapján elmondható, hogy az igen gyakori 100 és 200 J/kg közötti DCAPE értékhez a downburst szele átlagosan 26,8 csomó (13,7 m/s). Ez a sebesség természetesen tovább nő a DCAPE értékek növekedésével, így például 700-800 J/kg esetében már 32,2 (16,5 m/s) csomóval számolhatunk. Ezek az értékek az MDCAPE esetében is hasonlóak. Ezek az eredmények a 700 hPa-os referenciaszintre érvényesek!

A következő táblázatban megtekinthetők a további értékek is:

(Megjegyzések: Néhány kategória kihúzására azért került sor, mert az esetszám nem tette lehetővé az átlagolást. Az átlagszámításnál nem ugyanannyi eset jutott egy-egy kategóriába és ez is befolyásolja az eredményeket!)

<i>Az energia nagysága (J/kg)</i>	<i>Átlagos szélesség a DCAPE-re vonatkozóan csomóban megadva</i>	<i>Átlagos szélesség az MDCAPE-re vonatkozóan csomóban megadva</i>	<i>A legnagyobb downburst szélökés (DCAPE-re vonatkozóan csomóban)</i>	<i>A legnagyobb downburst szélökés (MDCAPE-re vonatkozóan csomóban)</i>
<i>0-100</i>	25,56548	-----	32,84408	21,03
<i>100-200</i>	26,80057	26,01554	32,80872	32,84408
<i>200-300</i>	28,04841	26,71689	36,16943	32,80872
<i>300-400</i>	30,82951	29,84203	39,64367	36,16943
<i>400-500</i>	28,10849	31,02912	37,31233	39,64367
<i>500-600</i>	35,32341	28,3751	40,14974	37,31233
<i>600-700</i>	27,89655	34,85551	38,70617	40,14974
<i>700-800</i>	32,27432	30,22467	59,77279	38,70617
<i>800-900</i>	31,54253	27,42139	36,62931	33,54984
<i>900-1000</i>	-----	35,43697	n.a.	59,77279
<i>1000 felett</i>	-----	45,11858	55,8	55,86465

Azzal kapcsolatban, hogy milyen DCAPE és MDCAPE érték tartozik az egyes szellőkésértékekhez már nehezebb választ adni, mivel a vizsgált 72 esetből csupán 20 olyat találtunk, melynél a szellőkés nagyobb volt, mint 40 csomó (mivel megállapítottuk, hogy ilyen eseteknél érdemes vizsgálni csak ezeket vettük számításba a kérdés megválaszolásával kapcsolatban), és természetesen emellett figyelembe kell venni a légkör alsó légrétegének átlagos szeleit is. Így tehát az összes 40 csomó feletti szellőkéshez tartozó downburst szélességeket vizsgálva elmondható, hogy az ilyen intervallumba eső szellőkésnél a DCAPE érték átlagosan 323,4 J/kg, az MDCAPE értéke 394,9 J/kg.

Az MDCAPE vizsgálatokkal kapcsolatban pedig elmondható, hogy e paraméter bevezetésével jobb korrelációjavulást vártunk volna, de mint említettük több közelítéssel is élnünk kellett és vannak olyan tényezők, amelyeket a kutatás ebben a fázisában még nem tudtunk teljes mértékben figyelembe venni. A diplomadolgozatban elvégzett kutatások és eredmények nem nevezhetők persze általános érvényűnek, hiszen a végső eredményül kapott (és keresett) v_d értéket a Liszt Ferenc Nemzetközi Repülőtérre kiadott METAR illetve SPECI táviratok alapján kaptuk meg, de ez volt számunkra a cél, hogy helyspecifikusabb legyen a DCAPE alapján történő szellőkéselőjelzés.

4. Lehetséges hibaforrások

Mint azt az egyes fejezetekben is megemlítettük, tennünk kellett bizonyos közelítéseket annak érdekében, hogy a számításokat könnyebben elvégezhessük és eredményeket kapjunk. Így tehát mindenképpen számolnunk kell azzal, hogy eredményeink nem teljesen pontosak. A repülésben mindig a legrosszabb forgatókönyvre kell készülni, ezért azt feltételezzük, hogy a downburst pontosan a repülőtéren csap le. Ezáltal ez a feltevés is megmásíthatja az eredményeinket.

Ám a kutatás során felmerültek olyan tényezők is, amelyeket sajnos a későbbiekben sem fogunk tudni bevinni a számításokba, hogy növeljük a pontosságot. Ilyen például az, hogy az sem mindegy, hogy a downburst a mérési ponttól, illetve az észlelési helytől milyen távol éri el a talajt, és ezáltal a kifutószél mennyi utat tesz meg mire ezekre a helyekre eljut és így azt sem tudjuk megmondani, hogy eredetileg milyen volt az intenzitása és mennyit fékeződött a mérési pontig. Továbbá természetesen az is fontos befolyással lehet a

kifutószél erősségére, hogy milyen terepviszonyok jellemzik az adott területet amin áthaladva eléri a mérési helyet, keresztezi-e útját erdős terület vagy éppen egy szélcsatornán halad-e át stb. Ezekre a kérdésekre talán terepklimatológiai vizsgálatokkal válaszolhatnánk.

Az is lehet egy hibaforrás, hogy a rádiószondás felszállás időpontja túl messze esik a zivataros kifutószél megjelenésének időpontjától. Ezzel kapcsolatban egy újabb nehézséggel is találkoztunk, hiszen voltak olyan napok amelyekre nem voltak elérhetőek a 12 UTC-s felszállások (vagy sokkal ritkábban, de olyan is volt, hogy a 00 UTC-s hiányzott), holott az esemény bekövetkezésének ideje szempontjából az szolgáltatott volna ideális adatokat. Így tehát emiatt is kaphattunk a várakozástól eltérő eredményeket.

5. További lehetséges vizsgálatok

Terveink között szerepel arra a felvetődött kérdésre is választ adni, hogy van-e évszakos összefüggés a DCAPE és MDCAPE valamint a downburst szelének kapcsolatának alakulásában. Azaz van-e esetleg évszakos menete ezeknek a paramétereknek, lehet-e az adott évszakra jellemző tulajdonsága vagy valamilyen szabályszerűsége, tekintettel arra, hogy a leáramlás és a csapadékképződési szint jelentős szezonális eltéréseket mutat.

Szeretnénk a hibaforrásokat is kiküszöbölni vagy ha ez nem lehetséges, akkor legalább megbecsülni azokat.

A viszonylag jelentős esetszám további növelésével a statisztikus megközelítések is nagyobb teret kaphatnak, amelyek akár a szűrésben, akár a korreláció javításában is hasznosítható eszközt nyújthatnak.

Érdeemes lenne megvizsgálni az adott szituációkban a szinoptikus helyzetet és részletes esettanulmányokat készíteni, kiváltképpen a trendvonaltól messze elhelyezkedő esetekre. Ezen kívül kísérletet tehetnénk a downburst lehetséges tengelyének beazonosítására a csapadékradar adatok segítségével, majd ezek alapján kategorizálni az eseteket. Nagy előrelépés lenne, ha a leáramlás kiindulási szintjét meg tudnánk becsülni és azt figyelembe véve határoznánk meg a DCAPE és MDCAPE értékeit.

V. Összegzés

E kutatási terület egyik nehézsége volt, hogy nem csak hazánkban, hanem külföldön is igen kevesen foglalkoztak ezekkel a paraméterekkel, így kevés kutatási eredmény volt fellelhető, amiből esetleg tanulhattunk volna és átláttuk volna, milyen problémákkal is kell szembenéznünk vagy milyen esetleges hibaforrásokra kellene odafigyelnünk. Ezt jól alátámasztja az is, hogy lényegében egyetlen részletes forrásunk volt, amely mankót adott a saját megközelítésünk során alkalmazott számítások elvégzéséhez: a *LI Yaodong* és szerzőtársai által 2004-ben megírt cikk, de mint azt említettük is, az általuk bemutatott számítási módszereket és egyenleteket is át kellett alakítanunk, hogy kutatásunkhoz felhasználhatóak legyenek. Azt is meg kell említenünk, hogy ebben a cikkben is akadt hiányosság. Például a DCAPE-et megadó (nálunk (11)-es számú) egyenletben nem szerepelt a g -vel való szorzás, aminek hatására nem egyeztek volna a dimenziók, így ezt munkánk során természetesen javítottuk.

Mindezek ellenére úgy véljük, hogy a dolgozat I. fejezetében kitűzött céljainkat elértük, bár nem olyan módon ahogyan arra eleinte számítottunk. Azaz megnyugtató eredményt és szemmel látható kapcsolatot a DCAPE és MDCAPE valamint a downburst kifutószele között csak a 40 csomó vagy afeletti szűrés hozott, illetve az MDCAPE bevezetése hozott ugyan javulást a korrelációban, de nem olyan mértékűt, mint amelyet feltételeztünk volna.

Az eddig elvégzett kutatásunk és számításaink alapján elmondható, hogy a leáramlási energia nagysága és az azáltal kiváltott kifutószelel erőssége között akkor érdemes kapcsolatot, összefüggést keresni, ha a szélleőkés értéke legalább 40 csomó, hiszen az így elkülönített eseteket ábrázolva láthattuk, hogy értékeik ekkor igazodtak legjobban a trendvonalhoz és a kapcsolat erősségét jelző korrelációs együttható is ekkor volt a legnagyobb. Az ez alatti szélleőkés esetén a vizsgálataink azt mutatták, hogy nincs, vagy csak nagyon gyenge a kapcsolat, mert az értékek elszórtan helyezkedtek el és az R^2 értéke is kimondottan alacsony volt.

Mindezek ellenére a kiszámított DCAPE és MDCAPE értékekhez hozzá tudunk rendelni maximális, a downburstból adódó szélsőbességet, amelyeket a leáramlás indulási szintjéig számolt átlagos szélsőbességgel növelve a kifutószelel prognózisához jól felhasználható legnagyobb szélleőkési értéket kapunk.

Ez a téma még meglehetősen sok kérdéssel terhelt és mivel csak kevesen foglalkoztak ezekkel a paraméterekkel számos, még járatlan út és lehetőség is rendelkezésünkre áll, hogy tovább pontosítsuk az eredményeket, mint azt az 5. fejezetben is bemutattuk. A DCAPE és MDCAPE eléggé elhanyagolt paraméterek, pedig igen nagy jelentőséggel és jelentéssel bírnak, és különösen a repülés szempontjából nagyon fontos ismerni és megismerni őket. Ezek is segítenek jobban megérteni a légkör állapotát és teljesebb képet kapni a zivatarokról és azok kísérőjelenségeiről.

Az korábban felsoroltak csupán töredékei azoknak a lehetőségeknek, amelyek még előttünk állnak és talán ezek vizsgálata során is nyerhetünk újabb és újabb ötleteket a témával kapcsolatban. Ezekből is látszik, mennyire kiaknázatlan még ez a terület és végső célunk az, hogy minél behatóbban tanulmányozhassuk a dolgozatban bemutatott paramétereket, segítsük azok előrejelzését és minél jobb előrejelezhetőségét, valamint hogy a DCAPE-t és MDCAPE-t ismertebbé tegyük a meteorológiai köztudatban.

Függelék

1. számú melléklet: A diplomamunkában feldolgozott esetek.

Időpont	Számlőkés (csomó)
2001-02-22	45
2001-05-18	47
2001-06-29	30
2001-11-01	30
2001-12-30	40
2002-01-02	41
2002-03-10	33
2002-08-20	31
2002-10-26	32
2002-10-28	50
2003-04-05	34
2003-04-06	37
2003-07-03	32
2003-08-30	37
2003-10-08	36
2003-10-09	42
2003-12-15	40
2004-02-09	43
2004-06-09	37
2004-06-25	41
2004-08-08	34
2004-08-14	36
2004-11-19	47
2005-01-21	44
2005-01-22	34
2005-05-18	34
2006-08-20	36
2006-11-12	38
2007-01-12	39
2007-05-15	37
2007-06-05	42
2007-06-21	56
2007-07-09	42
2007-07-24	33
2007-08-07	34
2007-08-10	36
2007-08-20	40

2007-08-23	39
2007-11-26	31
2008-03-01	48
2008-03-02	39
2008-04-07	39
2008-04-19	36
2008-07-05	34
2008-07-07	32
2008-08-09	33
2008-09-07	31
2008-11-22	35
2009-03-17	37
2009-03-18	34
2009-06-28	30
2009-07-18	64
2009-07-23	31
2009-09-04	37
2010-05-05	36
2010-05-24	35
2010-05-25	40
2010-06-18	36
2010-06-30	33
2010-07-06	36
2010-08-13	38
2010-08-27	33
2010-12-09	38
2011-04-13	34
2011-05-03	36
2011-06-23	36
2011-07-19	33
2011-08-08	37
2011-12-08	44
2012-01-13	45

2. számú melléklet: A DCAPE és MDCAPE értékek az összes esetre a 700 hPa-os referenciaszintre.

Esetek	DCAPE (J/kg)	MDCAPE (J/kg)
2001.02.22	178,775917	231,2428425
2001.05.18	522,868118	630,8075577
2001.06.29	194,539589	296,3491764
2001.11.01	619,261285	746,0718903
2002.01.02	162,192537	222,657254
2002.08.20	583,1022	683,3878096
2002.10.26	424,724079	517,9508357
2002.10.28	168,087464	253,4636832
2003.04.05	152,141326	211,9878847
2003.04.06	288,871052	333,096155
2003.07.03	709,671635	828,8050893
2003.08.30	358,460024	459,2383317
2003.10.08	132,830858	210,3041994
2003.10.09	190,285746	260,4300304
2003.12.15	74,3856197	131,9378145
2004.02.09	85,7982808	142,529182
2004.06.09	808,611698	929,0361019
2004.06.25	596,697808	704,8887875
2004.08.08	225,847462	319,6538887
2004.08.14	453,903337	546,466016
2004.11.19	143,459361	215,1656743
2005.01.21	223,828001	286,2093111
2005.01.22	85,8063406	141,8420193
2005.05.18	172,748405	262,3200566
2006.08.20	716,286262	859,709549
2006.11.12	132,616393	206,6266561
2007.01.12	206,507665	278,2456306
2007.05.15	837,556082	951,6452294
2007.06.05	471,579106	576,9022665
2007.06.21	796,827527	933,9806248
2007.07.09	666,319431	776,1024832
2007.07.24	661,381599	787,9064019
2007.08.07	836,538421	953,1681851

2007.08.10	410,290363	517,9415384
2007.08.20	386,105714	490,939527
2007.08.23	869,794636	1014,612731
2007.11.26	53,8079974	117,2031866
2008.03.01	89,5068086	171,7431334
2008.03.02	17,3790303	92,57789784
2008.04.07	376,04014	449,1141946
2008.04.19	70,4523982	159,4483275
2008.07.05	730,081032	846,3290886
2008.07.07	681,490778	804,4622105
2008.08.09	392,830737	506,2076356
2008.09.07	721,405051	845,8129061
2008.11.22	119,113071	164,4307287
2009.03.18	346,66339	400,7295352
2009.06.28	347,378614	454,6124727
2009.07.18	1075,32401	1215,975744
2009.07.23	884,925284	1044,05447
2009.09.04	332,075873	445,4091492
2010.05.05	491,524049	588,978418
2010.05.24	385,964608	476,0282591
2010.05.25	152,484718	246,4047782
2010.06.18	256,697956	359,6743535
2010.06.30	799,076362	925,6591732
2010.07.06	466,436988	576,6142551
2010.08.13	740,770604	876,5430992
2010.08.27	658,595798	811,2031412
2010.12.09	128,797369	222,9978325
2011.04.13	368,870484	431,327865
2011.05.03	316,902326	402,9430221
2011.06.23	521,89114	643,4299672
2011.07.19	439,592416	543,1211989
2011.08.08	360,737768	478,3417691
2011.12.08	81,4385296	144,7667767
2012.01.13	79,9681798	151,8987462

Irodalomjegyzék

C. Donald Athrens: Meteorology Today. An Introduction to weather, climate and the environment, 2009. 386-388. oldal.

Collins, Richard L.: Meet demon wind shear, Flying. 121.k.12.sz., 72-75.oldal, 1994.

Götz G. – Rákóczi F.: A dinamikus meteorológia alapjai,1981.

Háy Gy.: Veszélyes zivatarok. Aeromagazin, Nemzetközi repülő-és űrkutatási szaklap. 4.évf.12.sz., 64-66. oldal, 2002.

Hodge, P.E.: It's called wind shear, Flying safety.23.k.9.sz., 3-7. oldal, 1990.

Horváth L.: Repülési Meteorológia 248-255. oldal, 1978

Légkör XLI.évf., 1996. 4.szám 2-10 oldal.

Li Yaodong, Gao Shouting, LIU Jianwen: Assessment of Several Moist Adiabatic Processes Associated with Convective Energy Calculation. Advances in Atmospheric Sciences, VOL.21, NO.6, 941-950, 2004.

Mullen, M. : Micro Burst!, Ballooning. 17.k.4.sz, 33-34.oldal.

Oszetzky István tájékoztatója: A hajózőszemélyzet helyesen járt el, Légiközlekedés, 23.k.18-19.sz., 6.oldal, 1995.

Peter F. Lester: Turbulence. A New Perspective For Pilots, 1937-1993.

Robert A. Houze, Jr.: International Geophysics Series: Volume 53 Cloud Dynamics, 313-329. oldal.

Sándor V.- Wantuch F.: Repülésmeteorológia, 2005.

Schaum, D. : Walls in the sky, Professional Pilot. 31.k.6.sz.,88-91.oldal, 1997.

Schuyler, N.: Invisible enemy threatens pilots on landing, Professional Pilot. 29.k.3.sz., 1995.

USAF Instrument Flight Center: Microbursts...shear terror, Flying safety.40.k.9.sz., 17-19.oldal, 1984.

Internetes források:

<http://forum.onlineconversion.com/showthread.php?t=567&highlight=humidity>

<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>

http://www.cimms.ou.edu/~doswell/microbursts/Figure_08.JPG

www.ara.bme.hu

www.britannica.com

www.marylandwx.com

www.mavrepuloklub.hu

www.szupercella.hu

Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretnék köszönetet mondani Kardos Péternek azért a rengeteg segítségért, tanácsért és útmutatásért, amely nélkül e dolgozat nem készülhetett volna el. Segítségével megismerhettem a PHP programozás rejtelseit is és bővíthettem szakmai tudásomat is. Mindemellett lehetőséget adott arra, hogy bepillanthassak a Liszt Ferenc Nemzetközi Repülőtéren végzett munkájukba és rendelkezésemre bocsájtotta az ott végzett mérési eredményeket, táviratokat. Ezenkívül köszönöm még Gaál Áronnak is, hogy segítséget nyújtott a dolgozat elkészítésében, felhívta a figyelmet az esetleges hiányosságokra, hibákra. Köszönöm a Repülésmeteorológiai Részleg dolgozóinak kedvességüket, segítőkészségüket. Továbbá köszönettel tartozom családomnak, szeretteimnek támogatásukért, megértésükért és segítségükért.