

Polyánszky "Meteoroman" Zoltán - Csirmaz "Kuli" Kálmán - Molnár "Storman" Ákos

Alapvető ismertető a szupercella.hu konvektív paramétereiről

Termodinamikai diagramok

A légköri állapotváltozók (pl. nedvesség, hőmérséklet) vertikális elrendezésére általában derékszögű koordináta-rendszerben értelmezett diagramokat használunk. A diagramok x tengelyét valamely állapotváltozó (pl. hőmérséklet, nyomás, vagy ezek valamely függvénye), mint független változó feszíti ki. Az y tengelyt általában a magassághoz köthető vagy a magasságnak egyértelműen megfeleltethető mennyiség adja. A diagramon az állandó hőmérsékletű, állandó keverési arányú, állandó potenciális hőmérsékletű, állandó ekvipotenciális hőmérsékletű görbék szokás felrajzolni. Ezen görbék alakját, elhelyezkedését a különféle termodinamikai összefüggések adott koordináta-rendszerben érvényes alakja határozza meg. Az állandó hőmérsékletű görbét izotermának, az állandó keverési arányú görbét izogramnak, az állandó potenciális hőmérsékletű görbét száraz adiabatának, az állandó ekvipotenciális hőmérsékletű görbét pszeudo-nedves vagy röviden nedves adiabatának nevezzük.

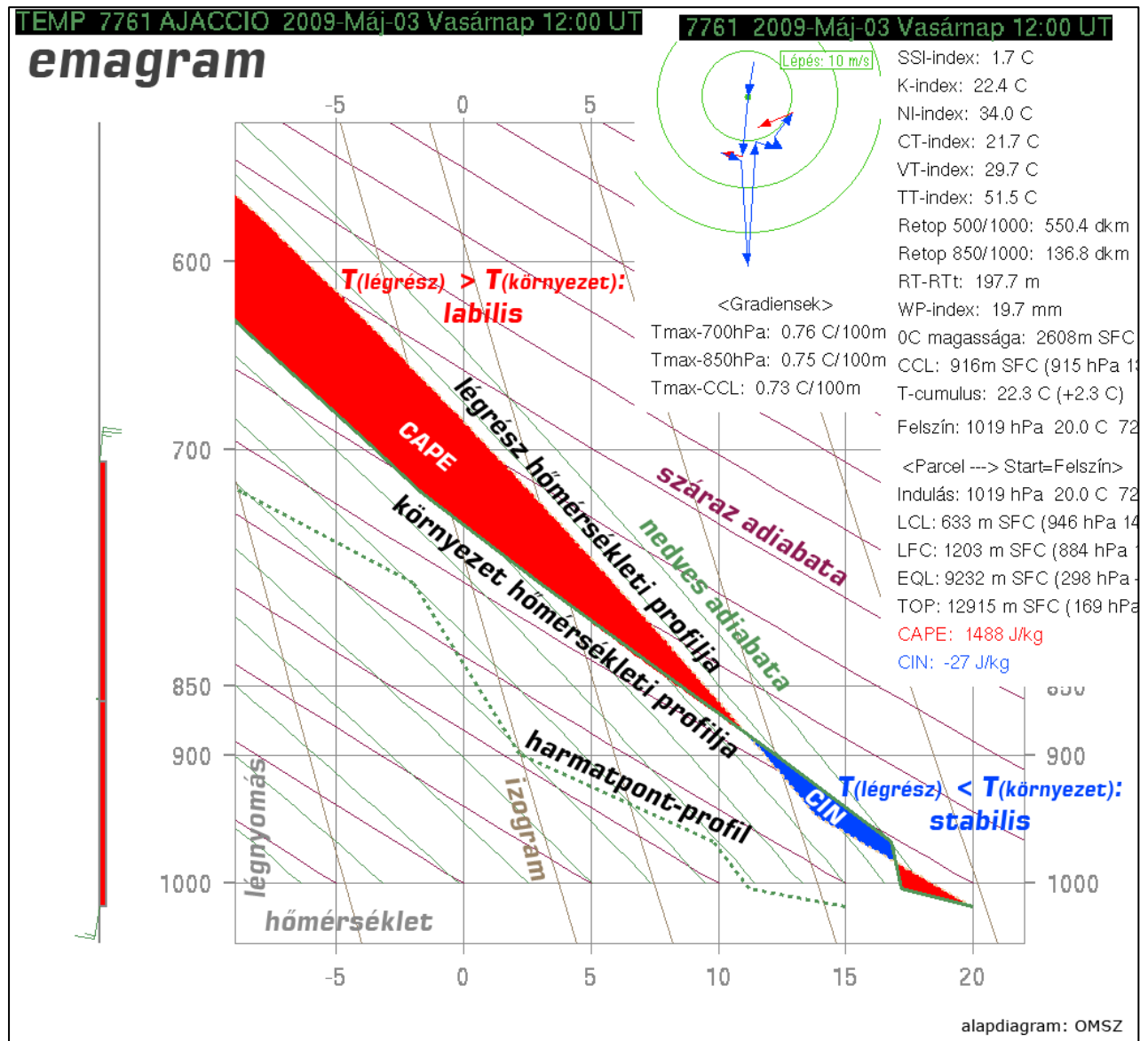
Az effajta diagramok főként a konvekció, ill. a konvekciót befolyásoló légköri instabilitás tanulmányozására alkalmasak a különféle paraméterek, leginkább a hőmérséklet és a harmatpont vertikális profiljának ismeretében. Ezen profilt általában egy magaslégtér rádiószondázás, más néven felszállás mérései szolgáltatják. A szondázás alapján be tudjuk rajzolni a diagramon a légkör hőmérsékletének, harmatpontjának változását a magasság függvényében (ne feledjük, a diagram y tengelye a magasság egyértelmű függvénye). Az így kapott profil ad képet az adott szondázási pont felett a hőmérsékleti és nedvességi rétegzettségéről. Ezek után megrajzolhatjuk azt a görbét is, amit egy, a felszínről induló egyedi légelem képviselne a diagramon. Ekkor kapjuk meg az ún. termodinamikai útvonalat. A termodinamikai útvonal és a szondázás által nyert profil egymáshoz való viszonya ad képet az esetleges konvekció erősségéről, az azt elősegítő és gátló tényezőkről, a légköri instabilitásról.

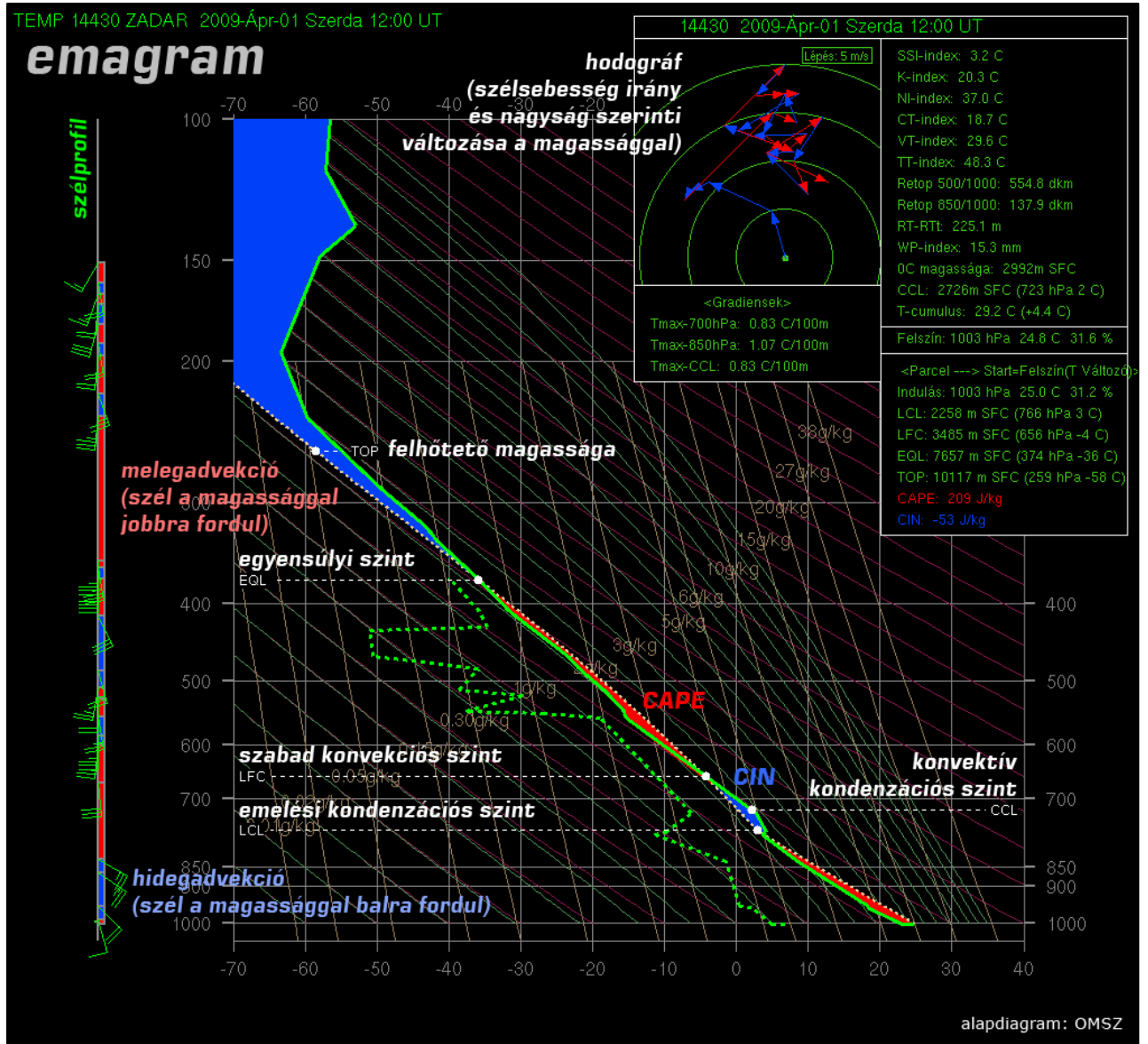
A fent felvázolt diagramoknak egy speciális fajtája az ún. termodinamikai diagram, ahol is a profil hőmérsékleti görbéje, ill. a termodinamikai útvonal görbéje által bezárt terület arányos a munkavégzéssel (azaz mennyi munkát végez a környezet az emelkedő légrézsen, ill. a légrézsen mennyi munkát kell végeznie a környezettel szemben). A \sim ezáltal alkalmas a konvekció során felszabaduló energiát, a konvekció erősségét jellemző CAPE közvetlen becslésére, emellett képet kaphatunk a feláramlást gátló tényezőkről is, úgymint inverzió, a CIN nagysága, de kiszámíthatunk segítségével több más labilitási paramétert is (pl. Lifted Index, SSI, K index stb.).

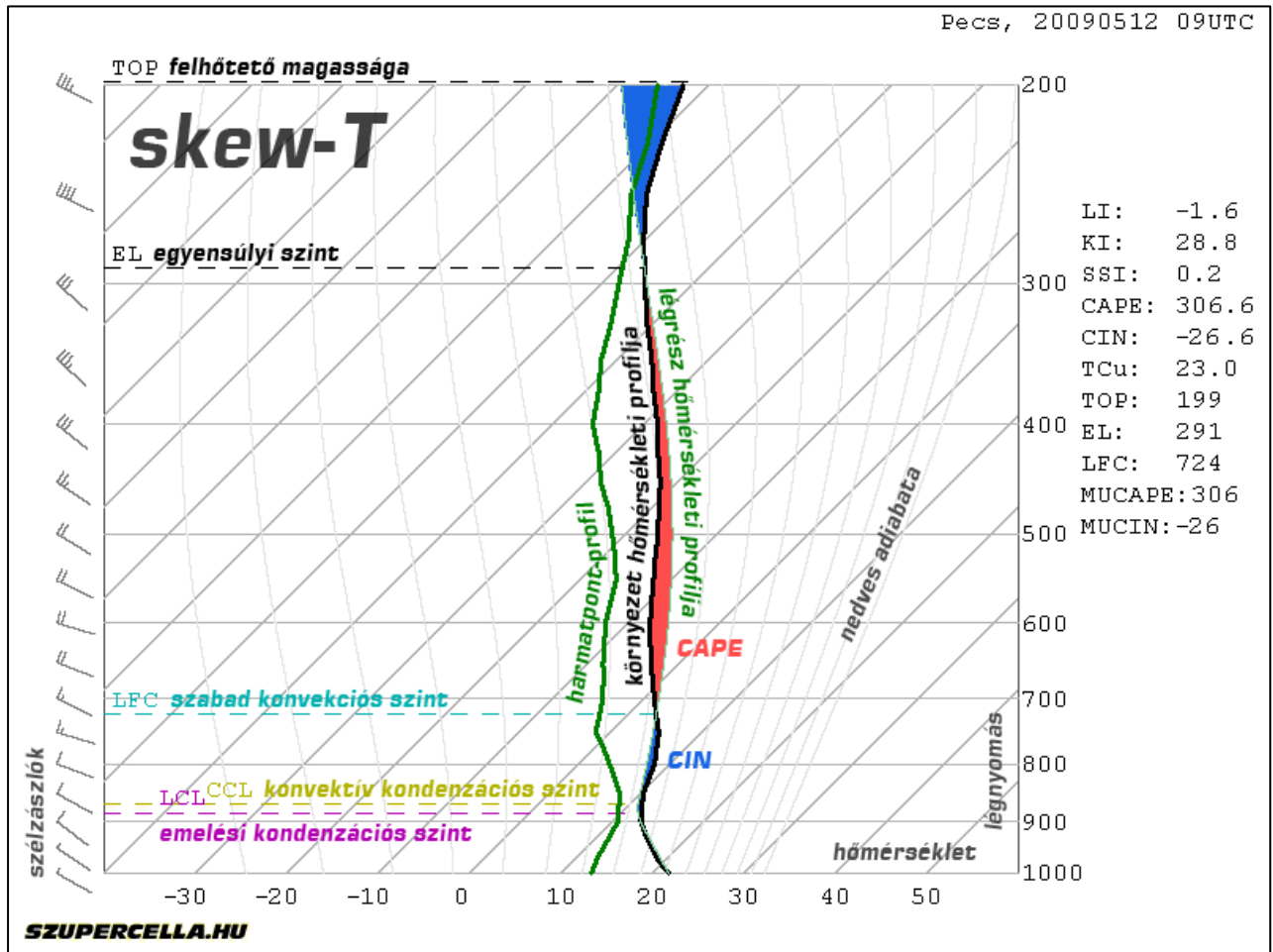


A leggyakrabban használt ~ok az emagram és a skew-T diagram (de pl. a Stüve-diagram nem ~). A ~ speciális fajtája az ún. pseudo-temp, amikor is a légkör profilját előrejelzett, modellezett értékek adják.

A labilitással, felhajtóerővel kapcsolatos alapismereteknek, az ezekkel összefüggő paramétereknek részletesebben a http://www.szupercella.hu/index.php?x=comet_conv_lab címen nézhetek utána.









1. CAPE, CIN

– CAPE [J/kg]

Convective Available Potential Energy (hosszúférhető konvektív potenciális energia)

Egy, a felszíntől induló, a környezetétől elszigetelt légelem függőleges emelkedésekor felszabaduló maximális energia. Másképpen a termodinamikai diagramon a pozitív terület nagysága. A konvekció valószínűségének és erősségének megállapítására használjuk. A CAPE az elmondottak alapján SBCAPE-ként (Surface-Based CAPE – talajalapú CAPE) is használatos.

– CIN [J/kg]

Convective Inhibition (konvektív gátlás)

Azt a munkát jelenti, amely a légréteg emelkedéséhez szükséges a nála melegebb környezetben. A CIN-t a felszín és a szabad konvekciós szint közötti negatív területként is definiálhatjuk. CIN fennállása esetén tehát feláramlás (a felszín és szabad konvekciós szint között) csak úgy tud kialakulni, ha a környezet munkát végez a légelemen. Ez megvalósulhat pl. egy hegyoldalon vagy egy frontfelületen történő felsikláskor, vagy egy összeáramlási vonal felett.

2. MLCAPE (alsó 100 hPa), NCAPE

– MLCAPE (alsó 100 hPa) [J/kg]

Mixed-Layer Convective Available Potential Energy (kevert rétegű CAPE)

Hasonló az SBCAPE-hez, viszont itt a légelem nem a felszín hőmérsékleti és nedvességi értékeivel indul, hanem az alsó 100 hPa-os (kb. 1 km vastag) réteg összekevert nedvességi és hőmérsékleti értékeivel. Az MLCAPE értelme, hogy figyelembe veszi a nappali órákban kialakuló határréteg erős átkeverődését, azaz az MLCAPE elmélete szerint a konvekció nem szigorúan a felszín közeléből indul, hanem az erősen átkevert határrétegből ered. Ebből kifolyólag az MLCAPE általában kisebb, mint az ugyanarra a térbeli pontra vonatkozó SBCAPE. Emelt konvekció esetén (jellemzően inverziós helyzetekben) azonban az MLCAPE nagyobb lehet az SBCAPE-nél.

– NCAPE [J/kg/m]

Normalized CAPE (normalizált CAPE)

Értékéből a CAPE vertikális eloszlására következtethetünk. Úgy áll elő, hogy a CAPE-et (amely a szabad konvekciós és az egyensúlyi szint közötti pozitív terület nagysága) elosztjuk a szabad konvekciós és egyensúlyi szint magasságának különbségével. Ugyanazon CAPE érték a termodinamikai diagramokon vékony, de magas (alacsony NCAPE), ill. alacsony, de vastag (magas NCAPE) terület integrálásából is előállhat. A fenti különbség eltérő fizikai folyamatokat jelent, amely pedig a zivatarfelhők felépítésében, kísérőjelenségeiben okoz eltérést.



3. MUCAPE, MUCAPE szintje

- **MUCAPE [J/kg]**
Most Unstable CAPE (leglabilisabb CAPE)

Hasonló az SBCAPE-hez, viszont itt a légelemet több vertikális szintből (nagyjából 500 hPa-ig) indítjuk, majd mindegyik indításhoz kiszámoljuk a felszabaduló energiát. Az így kapott CAPE értékekből a maximálisat tartjuk meg. A MUCAPE az emelt, ill. az éjszakai konvekció előrejelzésénél lehet segítségünkre, amikor a légréteg nem a talajról, hanem magasabb szintekről, pl. az inverzió szintjéről indulhat. A MUCAPE mindig nagyobb vagy egyenlő az SBCAPE-nél.

- **MUCAPE szintje [100 m AGL]**

Az a magassági szint, ahonnan a légréteget indítva a legnagyobb CAPE-értéket, tehát a MUCAPE-et kapjuk. Ezen szintek térképes megjelenítése gyors áttekintést nyújt a konvekció várható indulási magasságáról, típusáról (talajalapú konvekció, emelt konvekció).

4. TI, BLI, 0-6 km-es átlagszél

- **KI [°C]**
K Index (K-index)

A 850 hPa-os és az 500 hPa-os szintek közötti réteg stabilitását mérő paraméter, az SSI-től eltérően viszont fokozottabban figyelembe veszi a réteg nedvességi viszonyait.

A KI a következő képlettel áll elő:

$$(T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700})$$

T₈₅₀: a 850 hPa-os nyomási szint hőmérséklete
T₅₀₀: az 500 hPa-os nyomási szint hőmérséklete
T_{d850}: a 850 hPa-os nyomási szint harmatpontja
T₇₀₀: a 700 hPa-os nyomási szint hőmérséklete
T_{d700}: a 700 hPa-os nyomási szint harmatpontja

Mindegyik mennyiséget °C-ban kell megadni. A képlet alapján látható, hogy az indexet a 850 és az 500 hPa-os szint hőmérsékletkülönbsége, és a 850 hPa-os ill. a 700 hPa-os szint nedvességi viszonyai határozzák meg. Ennek az indexnek előnye, hogy figyelembe veszi a légkör felsőbb rétegeinek nedvességét, ami lényeges tényező a zivatarok kialakulásánál, viszont nem vesz tudomást a felszín közeli hőmérsékleti viszonyokról, noha a nappali nyári konvekció túlnyomóan a 850 hPa alatti rétegekből indul, ezért a zivatarok előrejelzésénél a KI sokszor félrevezető lehet. Azonban ez lehet az előnye is, hiszen emiatt nincsen napi menete, így a légkör állapotát napszaktól függetlenül is képes jellemezni.



A KI küszöbértékei a konvekció valószínűségére vonatkozóan:

- 20-25 között zápor ill. zivatar esélye csekély
- 26-30 között között zápor ill. gyenge zivatar kialakulhat
- 31-35 között zápor ill. zivatar 60 százalékot meghaladó valószínűséggel kialakulhat
- 36-40 között zápor ill. zivatar esélye 80-90 százalék
- 40 felett zivatar valószínűsége 90 százalék fölötti

– LI [°C]

Lifted Index (emelési index)

Az LI meghatározásakor a hőmérséklet-különbséget egyetlen szinten, az 500 hPa-os főzobár-szinten vesszük figyelembe. A környezet hőmérsékleti profilja és az emelkedő légréteg hűlési profilja alapján számított hőmérsékletkülönbséget kell képezni (a két profil egy-egy pontban metszi az 500 hPa-os szintet). A környezet hőmérsékletéből kivonva a légelem hőmérsékletét megkapjuk az emelési indexet.

A konvekció szempontjából az a megfelelő, ha a légelem melegebb a környezeténél (tehát az LI negatív), azaz minél alacsonyabb az LI, annál kedvezőbbek a feltételek a zivatarok kialakulásához.

A Lifted index továbbfejlesztése a térképeinken is megjelenített BLI (4-layer Best Lifted Index). Számításakor a modell legalsó négy szintjéből indulunk ki, és mindegyikhez meghatározzuk a hozzájuk tartozó LI-t. Ezek közül azt választjuk, amelyik a leglabilisabb (azaz a legalacsonyabb) értéket adja vissza. Előnye a hagyományos LI-vel szemben, hogy nemcsak a felszínről eredő konvekciót veszi figyelembe, hanem azzal is számol, hogy mennyi lesz a labilitás, ha esetlegesen a részecske egy magasabb szintről indul.

A megállapított küszöbértékek:

- 2 felett zápor, zivatar nem valószínű
- 0 és 2 között hevességét tekintve nem jelentős zápor, zivatar előfordulhat
- -2 és 0 között zivatar valószínű
- -4 és -2 között zivatar kialakulása nagyon valószínű, akár a heves kategóriát is elérheti
- -4 alatt heves zivatar egészen valószínű

– TI [°C]

Thompson Index (Thompson-index)

A Thompson-index a K-index ill. a BLI különbségéből számolódik. Jól alkalmazható paraméter, mivel egyesíti az említett két index előnyös tulajdonságait, nevezetesen a K-index esetében a magasabb légrétegek labilitását és nedvességi viszonyait, valamint LI esetében a felszín közeléből induló konvekció erősségét. A Thompson-indexre megállapított küszöbértékek a következők:

- 25 alatt zivatar nem valószínű
- 25-29 között zápor ill. gyenge zivatar kialakulhat kis eséllyel
- 30-34 között kialakulhatnak zivatarok, amelyek között egy-egy intenzív is lehet
- 35-39 között zivatar nagy valószínűséggel sokfelé kialakulhat, amelyek közül néhány intenzív is lehet
- 40 vagy afelett heves zivatar nagy valószínűséggel kialakulhat, többfelé várható intenzív zivatar



– 0-6 km-es átlagszél [m/s]

E mennyiség, ahogy a neve is mutatja, a légkör alsó 6 kilométerében előforduló szélességek átlagát adja meg, amelynek nagysága és iránya megadja az egycellás zivatarok és a többcellás (multicellás) zivatarrendszereken belüli egyes cellák áthelyeződésének nagyságát és irányát. Így jól alkalmazható paraméter a cellák áthelyeződési sebességének előrejelzésére, általában kis (<5-10 m/s) 0-6 km-es vertikális szélnyírásos helyzetben.

5. TT, SSI

– TT [°C]

Total Totals

A légkör labilitásának mérésére szolgáló paraméter. Az index a következő képlettel áll elő:

$$TT = (T_{850} - T_{500}) + (T_{d850} - T_{500})$$

T₈₅₀: a 850 hPa-os nyomási szint hőmérséklete

T₅₀₀: az 500 hPa-os nyomási szint hőmérséklete

T_{d850}: a 850 hPa harmatpontja

A TT megállapított küszöbértékei a következők:

- 44 alatt konvekció nem valószínű
- 44-50 között zivatar valószínű (nem heves)
- 51-52 között izoláltan heves zivatarok előfordulhatnak
- 53-56 között szórványosan heves zivatarok előfordulhatnak
- 56 felett heves zivatarok többfelé előfordulhatnak

Ebben az indexben tehát benne van a kb. 1500 (850 hPa) és kb. 5500 (500 hPa) méter közötti hőmérséklet-különbség, ami a légkör labilitását hivatott visszaadni, ill. a 850 hPa-os harmatpont, amely már az alsó szintek nedvességéről is visz be információt a formulába.

– SSI [°C]

Showalter Stability Index

Hőmérsékletkülönbség, ami úgy áll elő, hogy a légelemet a 850 hPa-os nyomási szintről indítjuk, majd a száraz adiabata mentén hűtjük a kondenzációs szintig, ezt követően pedig a nedves adiabata mentén emeljük 500 hPa-ig, ahol a légelem hőmérsékletét kivonjuk a környezet hőmérsékletéből. Minél kisebb értéket kapunk, annál labilisabb a 850 és 500 hPa közötti légréteg. Másképpen a konvekció szempontjából az a megfelelő, ha a légelem melegebb a környezeténél (tehát az SSI negatív), azaz minél alacsonyabb az SSI, annál kedvezőbbek a feltételek a zivatarok kialakulásához. Az ökölszabály szerint általában 0 °C alatt zivatar, 0 és 3 °C között zápor valószínű, 3 °C felett pedig nem valószínű konvekció.



6. 10 m-es áramvonalak, nedvesség-konvergencia

– 10 m-es áramvonalak

Áramvonalnak definiáljuk azt a görbét, amelynek érintője minden pontban párhuzamos az adott időpontban ott uralkodó áramlás sebességével, azaz a mozgás minden időpillanatban az áramvonalak mentén történik. A 10 m-es áramvonalak segítségével leggyakrabban a talajközeli konvergencia-zónákat, frontvonalakat jelöljük ki.

– nedvesség-konvergencia [g/(kg*s)]

Egy adott területen a nedves levegő összeáramlásának mértéke, figyelembe véve a szélmező konvergenciáját (összeáramlását) és a nedvesség advekciónak (horizontális szél általi szállítódását). A tartós nedvesség-konvergencia területe kedvez a zivatarok kialakulásának, ha egyéb jellemzők (mint pl. az instabilitás) rendelkezésre állnak. Emellett a megfelelően erős alacsonyszintű feláramlásokon és a kellően nagy mértékű horizontális szélnyírásán keresztül lehetőség teremthet nem mezociklonális tubák, tornádók kialakulásához.

7. 0-3 km-es átlagos relatív nedvesség, kihullható víz, NI

– 0-3 km-es átlagos relatív nedvesség [%]

A talajról induló feláramlásokhoz kapcsolódó zivatarok kialakulásához alapvetően az alsó 0-3 km-en előforduló nedvességnek van fontos szerepe. Azokban az esetekben, ha ez az érték túl alacsony, a magas CAPE értékek ellenére sem tud kialakulni zivatar. Ilyen helyzet akkor állhat elő, amikor alul ugyan magasak a hőmérsékletek és harmatpontok, továbbá a légkör függőleges hőmérsékleti rétegződése is kedvez a zivatarok kialakulásának, de az eleinte még akár kellően nedves feláramlások felfelé haladva a túl száraz környezettel keveredve elpárolognak.

– kihullható víz [mm]

Az adott légoszlop nedvességi viszonyait jellemzi, a légkör teljes vertikumára vonatkozó vízmennyiségét jelenti. Szemléletesen az a víztömeg, amely egy meghatározott, egységnyi alapterületű légoszlopból nyerhető lenne, ha a benne foglalt össze vízgőz kicsapódna és kihullana. Általában minél magasabbak a hőmérsékletek, jellemzően annál magasabb ez az érték is. Minél magasabb ez az érték adott hőmérséklet profil esetében, annál jellemzőbb lehet a felhőszakadás kialakulása (főleg ha a cellák áthelyeződési sebessége is kisebb).

– NI [°C] (nedvesség-index)

A légkör nedvességi viszonyait jellemzi azáltal, hogy a 850, a 700 ill. az 500 hPa-os nyomási szint harmatpont-depresszióját (hőmérséklet és a harmatpont különbsége) összegzi. Értéke minél kisebb, annál nagyobb az említett szintek nedvességtartalma. Az NI-t általában felhőzet előrejelzésére alkalmazzák (főleg a nyári félévben használható jól). 30 fok fölötti értéke fölött általában már nem tud kialakulni zivatar.



8. 850 hPa-os ekvipotenciális hőmérséklet, 850 hPa-os áramvonalak, 500/1000 relatív topográfia

– 850 hPa-os ekvipotenciális hőmérséklet [$^{\circ}\text{C}$] (*ekvivalens potenciális hőmérséklet, θ_e , Theta-e*)

Az ekvipotenciális hőmérséklet úgy áll elő, hogy a légréteg emelkedve (ebben az esetben 850 hPa-ról indulva) előbb a száraz adiabatát, majd a benne lévő vízgőz kicsapódásával a nedves adiabatát követi mindaddig, amíg a légréteg vízgőztartalma zérussá nem válik (a nedvesség kondenzálódása és kihullása következtében). A kicsapódás során a felszabadult látens hő a légréteg érzékelhető hőtartalmát növeli. Ezt követően a már teljesen kiszáritott légrétegen adiabatikus (hőcsere- és tömegcserementes) kompressziót (összenyomást) végzünk mindaddig, amíg a nyomása 1000 hPa-al egyenlő nem lesz. A légréteg ekkor felvett hőmérsékletét ekvipotenciális hőmérsékletnek nevezzük, amely a 850 hPa-os szinthez tartozik, mivel a légrétegek onnan lettek indítva. Az így előállított hőmérséklet annál magasabb lesz, minél melegebb és nedvesebb szinthez tartozik.

Ez a hőmérséklet tehát annál magasabb, minél melegebb és nedvesebb 850 hPa-on a levegő. Ezáltal ez a paraméter gyakran jól alkalmazható frontok analíziséhez, a hideg száraz, meleg nedves területek elkülönítéséhez. A hidegfrontok mögött ugyanis a jelentős hőmérséklet-csökkenés több esetben erős kiszáradással jár együtt, így ez a paraméter ezen esetekben nagyobb változást mutat, mintha önmagában csak a hőmérsékletet vagy nedvességet néznénk. Jól használható eszköz a meleg nedves szállítószalagok felderítésére is, hisz ahogy nevében is benne van, ilyenkor a legmelegebb és egyben legnedvesebb területeket keressük.

Maga az ekvipotenciális hőmérséklet a feláramlások tanulmányozására is használható, mivel - jó közelítéssel - a felhőben emelkedő levegőben olyan folyamatok mennek végbe, amelyek során az ekvipotenciális hőmérséklet nem változik.

– 850 hPa-os áramvonalak

Áramvonalnak definiáljuk azt a görbét, amelynek érintője minden pontban párhuzamos az adott időpontban ott uralkodó áramlás sebességével, azaz a mozgás minden időpillanatban az áramvonalak mentén történik. Ezen szint áramvonalai az áramlás irányának áttekintésére, ill. az alacsonyszintű konvergens (összeáramlási) területeke kijelölésére szolgálnak.

– 500/1000 relatív topográfia [m]

A légkör kb. alsó 5-5.5 kilométerének átlaghőmérsékletét adja meg. A térképeken az értékeiből felrajzolt izovonalak gerince - szélességi körünkön - a troposzféra alsó felének legnagyobb átlaghőmérsékletű területeit jelöl ki, míg a teknője a legalacsonyabbat.

Az 500/1000 relatív topográfia megjelenítése / értelmezése a 50 hPa-os szint fenti két paraméterével együtt a meleg nedves szállítószalag tengelyének kijelölésében segít. A 850 hPa-on szintet nem metsző szalagok esetében ugyanezen paraméterek együttes értelmezése magasabb nyomási szinteken (pl. 700 hPa) is alkalmazható.



9. 2 m-es ekvipotenciális hőmérséklet, VT

- **2 m-es ekvipotenciális hőmérséklet [°C]**
(ekvivalens potenciális hőmérséklet, θ_e , Theta-e)

Az ekvipotenciális hőmérséklet úgy áll elő, hogy a légréteg emelkedve (ebben az esetben 2 m-ről indulva) előbb a száraz adiabatát, majd a benne lévő vízgőz kicsapódásával a nedves adiabatát követi mindaddig, amíg a légréteg vízgőztartalma zérussá nem válik (a nedvesség kondenzálódása és kihullása következtében). A kicsapódás során a felszabadult latens hő a légréteg érzékelhető hőtartalmát növeli. Ezt követően a már teljesen kiszáritott légrétegen adiabatikus (hőcsere- és tömegcserementes) kompressziót (összenyomást) végzünk mindaddig, amíg a nyomása 1000 hPa-al egyenlő nem lesz. A légréteg ekkor felvett hőmérsékletét ekvipotenciális hőmérsékletnek nevezzük, amely a 2 m-es szinthez tartozik, mivel a légrétegek onnan lettek indítva. Az így előállított hőmérséklet annál magasabb lesz, minél melegebb és nedvesebb szinthez tartozik.

A térképen ezen hőmérséklet legnagyobb értékei a legmagasabb hőmérsékletű és / vagy legnagyobb harmatpontú területet jelentik. Ahol ezen értékek egybeesnek a legnagyobb VT-indexszel, általában ott kaphatjuk a legnagyobb SBCAPE (felszínről indított CAPE) értéket. Ez a térkép tehát arról nyújt gyors áttekintést, hogy a labilitás a magas hőmérsékletekből, harmatpontokból és / vagy a nagy függőleges hőmérsékleti gradiensből származik-e.

- **VT [°C]**
Vertical Totals

A VT a 850 hPa és 500 hPa hőmérsékletének különbségét jelenti. Minél nagyobb az érték, annál nagyobb függőleges feláramlások realizálódhatnak a légkörben. Ha a zivatarképződéshez megfelelőek a feltételek, akkor értékéről a következőket mondhatjuk:

- 25-26 között a záporos csapadék a jellemző, de már zivatar sem zárható ki
- 27-29 között zivatar valószínű
- 30 vagy afelött egyes zivatarképződések intenzívek is lehetnek és nagyobb méretű jégeső is kísérheti őket

10. CCL magassága, konvektív hőmérséklet

- **CCL magassága [m]**
Convective Condensation Level (konvektív v. gomoly-kondenzációs szint)

A termodinamikai diagramon úgy kapjuk meg a CCL értékét, hogy a felszínközeli légréteg nedvességi viszonyainak (harmatpontjának) megfelelő izogramot követjük felfelé, amíg az el nem éri a környezet hőmérsékleti profiljának vonalát. Ha innen a száraz adiabata mentén az induló szintig haladunk lefelé, megkapjuk azt a hőmérsékletet is, amely ahhoz szükséges, hogy meginduljon a konvekció – ezt nevezzük konvektív hőmérsékletnek. Abban az esetben, ha a konvekció az alsóbb légrétegek melegedésének köszönhető (rendszerint a besugárzás révén), és nem játszik szerepet egyéb kényszerítő emelő hatás, a CCL közelítőleg a gomolyfelhőzet alapjának magasságát adja meg. Amennyiben azonban az emelkedő légréteg indító hőmérséklete már meghaladja a konvektív hőmérsékletet, a melegebb feláramláshoz magasabb felhőalap is társul, így inkább az LCL lesz a mérvadó. A CCL másképpen megfogalmazva az a magasság, ahová a légrétegnek önállóan, más



emelési folyamatától mentesen, adiabatikusan fel kell emelkedni ahhoz, hogy éppen telítetté váljon (megkezdődjön a kondenzáció).

– **konvektív hőmérséklet [°C]**
(*gomolykiváltó hőmérséklet*)

A konvektív hőmérséklet az az érték, amennyire a légréznek fel kell melegednie ahhoz, hogy önállóan, más emelési folyamatától mentesen, adiabatikusan fel tudjon emelkedni ahhoz, hogy éppen telítetté váljon (megkezdődjön a kondenzáció, megjelenjen a gomolyos felhőzet). Ez egyéb kényszerítő emelő hatás hiányában rendszerint a nappali besugárzás révén következik be.

11. LCL magassága, LCL és LFC különbsége

– **LCL magassága [m]**
Lifting Condensation Level (emelési kondenzációs szint)

A termodinamikai diagramon úgy kapjuk meg az LCL értéket, hogy a felszín közeléből indított légréoszt addig emeljük a száraz adiabata mentén, amíg telítetté nem válik (megkezdődik a kondenzáció). E paraméter nevében az "emelési" azt jelenti, hogy akár a megfelelően labilis légrétegződés következtében magától emelkedik a légréz, akár egyéb kényszerhatás szükséges a kondenzációs szint eléréséhez, mindenképpen az aktuális talajközeli légállapot alapján számítjuk a felszálló légréz útját. Az LCL magassága jó korrelációt mutat a gomolyfelhőzet alapjával. Ez egyfelől összefügg azzal, hogy ha az emelkedő légréz indító hőmérséklete már meghaladja a konvektív hőmérsékletet, a melegebb feláramláshoz magasabb felhőalap is társul, így a CCL helyett inkább az LCL lesz a mérvadó. Másfelől az LCL olyan esetekben is megfelelően használható, amikor háttéremelés segíti a légrézek felfelé haladását, így a talajközelen nem kell elérni a konvektív hőmérsékletet ahhoz, hogy megindulhasson a gomolyfelhő-képződés. A CCL inkább csak akkor alkalmazható, ha a konvekció az alsóbb légrétegek melegedésének köszönhető (rendszerint a besugárzás révén), és nem játszik szerepet egyéb kényszerítő emelő hatás, ill. a felszíni hőmérséklet még nem haladta meg lényegesen a konvektív hőmérsékletet.

– **LFC magassága [m]**
Level of Free Convection (szabad konvekció szintje, szabad konvekciós szint)

Alapvetően azt a magasságot nevezzük LFC-nek, ahol a talaj közeléből induló légréz hőmérséklete először egyezik meg a környezet hőmérsékletével, további emelkedést követően pedig már melegebb a annál. Ez az a pont, ahonnan a levegő szabadon folytathatja az emelkedést anélkül, hogy a környezet további energiájára szüksége lenne. E szinttől kezdve tehát optimális esetben a légréz (ami a felhőt képezi) végig (a troposzféra tetejéig) melegebb lesz a környező levegőnél. A mély konvekció így biztosított lesz, ha a környezeti feltételekben nem történik a magassággal nagyobb változás (pl. inverzió megjelenése a magasabb szinteken). Ilyenkor azonban, ha az inverzió felett még nagyobb pozitív terület helyezkedik el, az LFC értéke félrevezető lehet, mert kis magasságon keresztül ugyan szabadon emelkedik a légréz, de az inverzióba ütközve ez már nem áll fenn. Ekkor valószínűleg helyesebb lenne az inverzió fölötti pozitív terület kezdőpontját LFC-nek nevezni. Éppen ezért a LFC-nek létezik egy másik meghatározása is, amely szerint a termodinamikai diagramon azonosítható legnagyobb területű CAPE alsó határa számít LFC-nek.



– LFC és LCL különbsége

A rövid vektorok kis különbséget jelentenek az LFC és LCL magassága között, amely azt jelenti, hogy a már telítetté váló légrések viszonylag nagy eséllyel elérhetik azt a szintet, ahonnan már szabadon (saját erejükéből) emelkedhetnek. Így tehát kicsi az a magasságkülönbség, amely kérdéssé teheti, hogy - egyéb kedvező feltételek mellett - a kondenzálódott légrésekből ténylegesen nagyméretű konvektív felhő képződik-e. Ekkor nincs szükség egyéb olyan extra, vagy átlagosnál erősebb kényszerhatásra (nagyterségű emelés, erősebb besugárzás stb.), amely átsegítené a légrést ezen a kritikus szakaszon. Ilyenkor általában hamarabb is indul a konvekció. Hosszabb vektorok esetén (ha nagyobb a különbség) már nehezebben vagy egyáltalán nem valósulhat meg a zivatarok kialakulása.

12. maximális felhőtető-magasság, EL (MUCAPE alapján)

– maximális felhőtető-magasság (MUCAPE alapján) [m]

Egy, a felszíntől induló, környezetétől elszigetelt légelem függőleges emelkedésekor elért maximális magasság. A légelem addig emelkedik, amíg a felszabaduló potenciális energia gyorsítja. A termodinamikai diagramon ez ott áll elő, ahol a negatív terület egyenlővé válik pozitív területtel. A felhőtető-értékekből következtethetünk a zivatar hevességére. A maximális felhőtető-magasság hozzávetőlegesen megadja a zivatar túlnyúló csúcsának magasságát. Konvektív térképeinken értékei a MUCAPE alapján számolva állnak elő.

– EL (MUCAPE alapján) [m]

Equilibrium Level (egyensúlyi szint, kiegyenlítési szint, kiegyenlítődségi szint)

Egy, a felszíntől induló, környezetétől elszigetelt légelem függőleges emelkedésekor az a szint, ahol a labilis zóna után (ahol a légelem melegebb, mint a környezete) a légelem hőmérséklete egyenlővé válik a környezet hőmérsékletével. Az EL szintje hozzávetőlegesen megadja a zivatarfelhő üllőjének szintjét. Konvektív térképeinken értékei a MUCAPE alapján számolva állnak elő.

13. DCAPE, max. delta Theta-e, T2m-T_d2m

– DCAPE [J/kg]

Downdraft CAPE (leáramlási CAPE)

A zivatarban végbemenő, csapadék hulláshoz köthető leáramlás maximális energiája. Minél szárazabb a környezet, amin a csapadék keresztülhullik, annál erősebb a párolgás, annál hidegebbé válik a leáramlás a környezethez képest. Mindez növeli a negatív felhajtóerőt, ill. a süllyedő, majd felszínen szétterülő hideg levegő sebességét. A konvektív képződményekben kialakuló kifutószelek becsléséhez használható.

Térképeinken a 700 hPa-os szint alapján számoljuk a DCAPE-et. A leáramló légréz termodinamikai útját úgy becsülhetjük meg, hogy először meghatározzuk az ún. nedves hőmérsékletet, majd onnan a nedves adiabatát követve a talajig süllyedünk. A termodinamikai diagramon úgy határozzuk meg az 700 hPa-os szint nedves hőmérsékletét, hogy 700 hPa-ról a száraz adiabatát addig követjük, amíg az a 700 hPa-os szint harmatpontjából in-



dított izogramot el nem metszi. Ezáltal a légréoszt telítésig emeljük, majd a nedves adiabata mentén a kiindulási szintre visszük. A DCAPE értékét a nedves adiabata mentén a felszínig tovább süllyedő légrépsz és a környezeti hőmérsékleti profil által bezárt terület adja.

– **max. delta Theta-e [°C]**

Egy hőmérsékletkülönbség, ami úgy áll elő, hogy egy adott légoszlopban a leginkább száraz és hideg (legalacsonyabb ekvipotenciális hőmérsékletű) szint ekvipotenciális hőmérsékletéből kivonjuk a felszín ekvipotenciális hőmérsékletét. Nagysága arányos a nedves adiabatán ereszkedő leáramlás erősségével, azaz a kifutószéllel a felszínen. A szakirodalom szerint ha a max. delta Theta-e nagyobb, mint 20 °C, zivatarban nagy eséllyel fordulhat elő légzuhatag, de az eddigi tapasztalatok alapján egyéb feltételek fennállása esetén már 14-16 °C-os értékeknél is valószínű.

– **T_{2m}-T_{d2m} [°C]** *(harmatpont-depresszió)*

A 2 m-es hőmérséklet és harmatpont különbségének mértékéből többek között a felhőalap alatti kiszáradásra következtethetünk, amely a konvektív felhőből kihulló csapadék párolgásával függ össze. A különbség növekedésével - a konvektív felhőből kihulló csapadék intenzívebb párolgása révén - erősebb zivataros kifutószelek alakulhatnak ki. Intenzív záporos csapadék kezdetekor egy 20 °C-os harmatpont-depresszió (jellemzően a nyári délutánokon, kora estéken) tapasztalatok szerint 80-90 km/h-s szélökésekkel is járhat a konvektív felhők környezetében (középszinten "átlagos" nedvességi és szélviszonyok esetén).

14. 0-1 km-es és 0-6 km-es szélnyírás

A szél sebességének térbeli (vízszintes és / vagy függőleges) megváltozását jelenti. Mivel a szélesebesség vektormennyiség, tehát van iránya és nagysága, így annak megváltozása is rendelkezik e tulajdonságokkal. Így beszélhetünk a szélnyírási vektorok nagyságáról és irányáról. Ha a szélesebesség (iránya, nagysága) horizontálisan változik, akkor horizontális szélnyírásról, ha függőlegesen, akkor vertikális szélnyírásról beszélünk. A vertikális szélnyírás nagysága erősen befolyásolja a zivatarok szervezettségét, típusát, szerkezetét.

– **0-1 km-es szélnyírás [m/s]**

A 0-1 km-es szélnyírás esetében a talajközeli és az 1 km-es magasságban fújó szélesebességek különbségvektorát képezzük. Növekedésével az arra alkalmas zivatarcellákban a tornádó-potenciál is növekszik. 10-12.5 m/s feletti értékek már nagy 0-1 km-es szélnyírásnak számítanak.

– **0-6 km-es szélnyírás [m/s]**

A 0-6 km-es szélnyírás esetében a talajközeli és a 6 km-es magasságban fújó szélesebességek különbségvektorát képezzük. Nagysága alapján következtetni lehet a zivatarcellák várható típusára (egycellás, multicellás, szupercellás). Nagy (≥ 20 m/s) 0-6 km-es szélnyírásban kialakuló cellák, ha tartósan életben tudnak maradni, már szupercellás zivatarok lehetnek.



15. 0-1 km-es SRH, Bunkers zivatarmozgás, STP

– 0-1 km-es SRH [m^2/s^2]

Storm-Relative Helicity (zivatarhoz képesti v. viszonyított helikalitás)

A zivatarhoz képesti helikalitás arányos a vertikális szélnyírás generálta horizontális tengelyű örvényesség nagyságával és a zivatarhoz képesti szélsébséggel, a zivatar haladási sebességének figyelembevételével.

A magassággal történő szélirányfordulás és / vagy szél nagyságának fokozódása örvényességet kelt, amely attól függően jut be a zivatarfelhőbe és tud annak forgómozgásához hozzájárulni, hogy a zivatarba beáramló levegő iránya az alsóbb szinteken hogyan viszonyul a keletkező örvények tengelyéhez. Minél jobban egybeesik a beáramló levegő iránya a keletkező örvényességi vektorok tengelyével, a környezetben keletkező örvények annál jobban hozzá tudnak járulni a zivatar (szupercella) forgómozgásához. Ez a paraméter 0-1 km-es rétegvastagságban vizsgálja a helikalitást. Nagysága ily módon elsősorban a tornádó-potenciállal mutat összefüggést (de a szupercellák kifejlődését is befolyásolja).

– Bunkers zivatarmozgás [m/s]

Ez egy olyan statisztikai úton előállított összefüggés eredménye, amely jelenlegi ismereteink alapján legjobban alkalmazható a gyakorlatban szupercellás zivatark haladási sebességének előrejelzésére. A módszer alapján a szélnyírási vektorok magassággal történő változásából a 0-6 km-es átlagszél sebességéhez képesti eltérést kapjuk meg. Ezek alapján a szélprofil ismeretében jobbra és balra haladó szupercella sebessége is becsülhető, előrejelezhető. Általánosságban az mondható el, hogy a szupercellák az átlagszélhez képest 30 fokkal jobbra térülnek el és annak 70%-val haladnak.

– STP

Significant Tornado Parameter (szignifikáns tornádó paraméter)

Egy olyan kompozit index, amely a vastagabb és az sekélyebb légrétegekre vonatkozó szélnyírás, a CAPE, CIN paraméterek, a zivatarhoz képesti helikalitás és az LCL magasságának normált értékeit tartalmazza. A normálás során olyan állandókkal osztják a konvektív paramétereket, hogy azok heves eseményekre jellemző értékei esetén végeredményként 1 közeli számot kapjunk.

Vizsgálatok szerint e paraméter alkalmas a szignifikáns tornádós és nem tornádós szupercellák elkülönítésére. A szignifikáns tornádók (F2-es vagy annál erősebb) többsége 1 feletti, míg a nem tornádós szupercellák 1 alatti értékeknél gyakoribbak. Az index magasabb értékei mindenképpen jelzésértékűek a heves eseményekre vonatkozóan.

16. 0-3 km-es SRH, Bunkers zivatarmozgás, SCP

– 0-1 km-es SRH [m^2/s^2]

Storm-Relative Helicity (zivatarhoz képesti v. viszonyított helikalitás)

A zivatarhoz képesti helikalitás arányos a vertikális szélnyírás generálta horizontális tengelyű örvényesség nagyságával és a zivatarhoz képesti szélsébséggel, a zivatar haladási sebességének figyelembevételével.



A magassággal történő szélirányfordulás és / vagy szél nagyságának fokozódása örvényességet kelt, amely attól függően jut be a zivatarfelhőbe és tud annak forgómozgásához hozzájárulni, hogy a zivatarba beáramló levegő iránya az alsóbb szinteken hogyan viszonyul a keletkező örvények tengelyéhez. Minél jobban egybeesik a beáramló levegő iránya a keletkező örvényességi vektorok tengelyével, a környezetben keletkező örvények annál jobban hozzá tudnak járulni a zivatar (szupercella) forgómozgásához. Ez a paraméter 0-3 km-es rétegvastagságban vizsgálja a helikalitást. 150 m²/s² körüli értékei már kedveznek a szupercella kialakulásának, az e feletti pedig már a tornádó kialakulásának esélyét is növelik.

– **Bunkers zivatarmozgás [m/s]**

Ez egy olyan statisztikai úton előállított összefüggés eredménye, amely jelenlegi ismereteink alapján legjobban alkalmazható a gyakorlatban szupercellás zivatarok haladási sebességének előrejelzésére. A módszer alapján a szélnyírási vektorok magassággal történő változásából a 0-6 km-es átlagszél sebességéhez képesti eltérést kapjuk meg. Ezek alapján a szélprofil ismeretében jobbra és balra haladó szupercella sebessége is becsülhető, előrejelezhető. Általánosságban az mondható el, hogy a szupercellák az átlagszélhez képest 30 fokkal jobbra térülnek el és annak 70%-val haladnak.

– **SCP**

Supercell Composite Parameter (szupercella kompozit paraméter)

Egy olyan kompozit index, amely a MUCAPE, a zivatarhoz képesti helikalitás (jobbra mozgó szupercellás zivatarmozgást feltételezve) és a szélnyírás normált értékeinek szorzatából áll. Ezen paraméter elsősorban a talajalapú labilitáshoz kapcsolódó szupercellás zivatarok előrejelzésében segít. Vizsgálatok szerint talajalapú labilitáshoz kapcsolódó (nem marginális) szupercellás zivatarok 2 feletti értékeknél valószínűbbek (25%), míg 10 feletti értékénél 75% a valószínűsége. A paraméter 2 alatti értékeinél is kialakulhat marginális szupercella, vagy emelt konvekció esetén nem marginális szupercellás zivatar.

17. nedves hőmérséklet 0 °C-os szintje, MUCAPE

– **nedves hőmérséklet 0 °C-os szintje [m]**

Az a magasság, ahol a nedves hőmérséklet 0 °C-os. Egy adott szint nedves hőmérsékletét a termodinamikai diagramon úgy kapjuk meg, hogy a száraz adiabata mentén addig emeljük a légrést, amíg telítetté nem válik, majd a nedves adiabata mentén visszahozzuk az eredeti, induló magassági szintre.

Ha a nedves hőmérséklet 0 °C-os szintje 2300 és 3500 méter közé esik, a zivatartevékenységet a talajon (nagy átmérőjű) jég kísérheti. Az ennél magasabb értékekből a közelebbi és a magasabb szintek kevésbé labilis voltára következtethetünk, ill. ekkor már nagyobb az a rétegvastagság, ahol a hulló jég megolvadhat. Az említett intervallumnál alacsonyabb értékek pedig gyakran a túl hűvös és stabil alsó troposzférára utalhatnak, amely nem támogatja az intenzív konvekció kialakulását. Ilyen esetekben inkább a kisebb méretű jégeső, jégdara lehet jellemzőbb bizonyos konvektív időjárási helyzetekben.



- **MUCAPE [J/kg]**
Most Unstable CAPE (leglabilisabb CAPE)

Hasonló az SBCAPE-hez, viszont itt a légelemet több vertikális szintből (nagyjából 500 hPa-ig) indítjuk, majd mindegyik indításhoz kiszámoljuk a felszabaduló energiát. Az így kapott CAPE értékekből a maximálisat tartjuk meg. A MUCAPE az emelt, ill. az éjszakai konvekció előrejelzésénél lehet segítségünkre, amikor a légréteg nem a talajról, hanem magasabb szintekről, pl. az inverzió szintjéről indulhat. A MUCAPE mindig nagyobb vagy egyenlő az SBCAPE-nél.

18. 0-2.5 km-es szélnyírási vektor

- **0-2.5 km-es szélnyírási vektor**

A 0-2.5 km-es szélnyírási vektoroknak egyrészt a konvekció vonalba rendeződésében van szerepe, másrészt a vektorok ezen konvektív rendszerek élettartamára vannak hatással.

Minél nagyobb a szélnyírási vektorok hossza, ill. irányuk minél merőlegesebb a zivatarrendszer vonalára, annál hosszabb élettartamú rendszer valószínűsíthető. Másképpen megfogalmazva: a 0-2.5 km-es szélnyírási vektorok vonalra merőleges komponensének (a vonal-normális nyírásnak) növekedésével feltehetően a zivatarrendszer élettartama is nagyobb lesz.

19. 0-3 km-es SBCAPE, 10 m-es áramvonalak

- **0-3 km-es SBCAPE [J/kg]**

Az SBCAPE 0-tól 3 km-es magasságig terjedő szakasza. Ha ezen a 3 km-en fokozottan labilis a légkör, az erős feláramlást valószínűsít a felszínközeli rétegekben, ami a megfelelő horizontális szélnyírási viszonyok (konvergencia) esetén nem mezociklonális tuba vagy tornádó kialakulását segítheti elő. A konvergenciáról a 10 m-es áramvonalak adnak tájékoztatást. Abban az esetben a legvalószínűbb tuba vagy tornádó kialakulása, ha a konvergencia és a nagy 0-3km-es SBCAPE területei egybeesnek.

- **10 m-es áramvonalak**

Áramvonalnak definiáljuk azt a görbét, amelynek érintője minden pontban párhuzamos az adott időpontban ott uralkodó áramlás sebességével, azaz a mozgás minden időpillanatban az áramvonalak mentén történik. A 10 m-es áramvonalak segítségével leggyakrabban a talajközeli konvergencia-zónákat, frontvonalakat jelöljük ki.