

Eötvös Loránd Tudományegyetem  
Meteorológiai Tanszék

A viharciklonok dinamikája és numerikus modellezése

Diplomamunka



Készítette: Kiss Győző  
Meteorológus Msc.

**Témavezetők:** Dr. Horváth Ákos, Nagy Attila  
OMSZ Siófoki Viharjelző Obszervatórium

**Tanszéki konzulens:** Dr. Weidinger Tamás  
ELTE Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2012.

# Tartalom

1. Bevezetés	4
2. A viharciklonok dinamikája	6
2.1. A viharciklonok definíciója és csoportosítása	6
2.2. Ciklogenezis	9
2.2.1 Az A típusú ciklogenezis	9
2.2.2. A B típusú ciklogenezis	11
2.3. Diagnosztikai eszközök	12
2.3.1. Potenciális örvényesség	12
2.3.2. Kvázigeosztrofikus $\omega$ -egyenlet és a Q-vektor	19
2.4. Szubtrópusi, trópusi kapcsolat	24
3. A vizsgálat célja és eszközrendszere	28
3.1. NWP alkalmazása a viharciklonok vizsgálatában	28
3.2. Potenciális örvényességi inverzió	29
3.3. A WRF numerikus modell és a meteorológiai mezők	31
3.3.1 MARS adatbázis és a NetCDF állomány	31
3.3.2. A WRF modell felépítése, szerkezete	32
4. Esettanulmányok	35
4.1. Lothar viharciklon	35
4.2. Quimburga viharciklon (a „tátrai vihar”)	37
4.3. Kyrill viharciklon	40
4.4. Emma viharciklon	42
4.5 Xynthia viharciklon	44
4.6. Carmen viharciklon	46
4.7. Xaver viharciklon	48

4.8. Joachim viharciklon	50
5. Érzékenységi vizsgálatok	52
5.1 Főbb célok	52
5.2. Emma viharciklon	53
5.3. Quimburga viharciklon (a „tátrai vihar”)	57
5.4. Kyrill viharciklon	59
5.5. Carmen viharciklon	61
6. Eredmények összefoglalása	64
7. Köszönetnyilvánítás	67
Függelék	68
Irodalomjegyzék	72
Internetes források	78

# 1. Bevezetés

Az időjárás-előrejelzés egyik alapvető feladata az élet- és vagyonbiztonságot veszélyeztető időjárási objektumok előrejelzése. Ebbe a kategóriába nemcsak a nyári félév heves zivatarjai, instabilitási vonalai tartoznak, hanem a téli időszakban gyakori viharciklonok is.

Viharciklonnak nevezük azokat a mérsékeltövi ciklonokat, amelyek fejlődésük során meghaladják az 1 *Bergeront*, ami megegyezik az északi szélesség 60°-án elhelyezkedő ciklon centrumában a 24 óra alatt bekövetkező 24 hPa-os légnyomássüllyedéssel (*Sanders és Gyakum, 1980*).

A történelem számos olyan viharciklonnal szolgál, melyet nem sikerült kellő időben prognosztizálni. Ebbe a kategóriába tartozik a *Queen Elizabeth II* óceánjárót megrongáló vihar (1978. 09. 10–11.), a „*President's Day*” hóvihar (1979. 02. 18–19.), az 1987. októberi nagy Angliai vihar, valamint az 1999. decemberében kialakult Karácsonyi viharoként („*Xmass storm*”) elhíresült *Lothar* viharciklon (*Gyakum, 1983a,b; Bosart, 1981; Ulbrich et al., 2001*).

A viharciklonokat általában orkán erejű szellőkésések és a hidegfronton kialakuló instabilitási vonalak kísérik, amelyek jelentős károkat idézhetnek elő, ha egy sűrűn lakott, fejlett ipari térség felett vonulnak át. Az 1999 karácsonyán kialakult *Lothar* viharciklon az *EQE International LTD* biztosító társaság becslése alapján több mint 5 milliárd eurós (*absconsulting.com*), míg 2010-ben a Nyugat-Európán áthaladó *Xynthia* viharciklon a *QBE Insurance Group (2010)* biztosító felmérése szerint 2,8 milliárd dolláros kárt okoztak.

A viharciklonok kialakulása során több esetben azonosították a rendszer előoldalára felhúzódó meleg, nedves szállítószalag trópusi, szubtrópusi eredetét (pl. *Huo et al., 1995; Cordeira és Bosart, 2011*). A nagy nedvességtartalmú levegőben zajló felhő- és csapadékképződési folyamatok során keletkező látens hő nagymértékben hozzájárult a viharciklonok intenzív fejlődéséhez (pl. *Huo et al., 1995*), melyet *Reed et al. (1992)* és *Huo et al. (1995)* által végzett nedvességre vonatkozó érzékenységi vizsgálatok eredményei is igazoltak.

A dolgozat fő célja, hogy számszerűsítse a viharciklonok kialakulásának dinamikai körülményeit. Az első részben részletesen tárgyaljuk a viharciklonokat, azok különböző osztályait, majd rátérünk a kialakulási körülményeikre, különös tekintettel a trópusi, szubtrópusi hatások (*interakció*) szerepére. Ugyancsak bemutatjuk a vizsgálatokhoz használt diagnosztikai és numerikus eszközrendszereket, így a *Davis és Emanuel (1991)*

által kifejlesztett potenciális örvényességi (*PV-inverziós*) eljárást majd a WRF numerikus modellt.

A viharciklonok tulajdonságait a negyedik fejezetben szereplő esettanulmányok részletes analízisén keresztül mutatjuk be. Ehhez nyolc markáns viharciklont választottunk, melyek a következők: *Lothar* (1999. december), *Quimburga* (2004. november), *Kyryll* (2007. január), *Emma* (2008. március), *Xynthia* (2010. február), *Carmen* (2010. november), *Xaver* (2011. november) és *Joachim* (2011. december). Mindegyik rendszer kialakulása során azonosítottuk a trópusi, szubtrópusi hatások jelenlétét.

Az ötödik fejezetben a viharciklon kialakulásában a nagymennyiségű látens hőfelszabadulást biztosító meleg, nedves szállítószalag működését tanulmányozzuk a WRF modell alkalmazásával. A modell segítségével érzékenységi vizsgálatokat végeztünk négy különböző viharciklonon (*Emma*, *Quimburga*, *Carmen* és *Kyryll*). Ennek során a kezdeti érték mezőket módosítottuk annak eldöntése végett, hogy a viharciklonok kialakulásánál milyen szerep jutott a szubtrópusi régiókból származó nedvességnek. Így pl. a *Carmen* viharciklonnál jelentősen csökkentettük a légkör nedvességtartalmát, vagy az *Emma* viharciklon esetén a rendszer előtt az Atlanti-óceán középső tartományában elhelyezkedő sekély depressziót gyengítettük le. A beavatkozásokat olyan módon kellett elvégeznünk, hogy a dinamikai konzisztencia ne sérüljön jelentősen. A numerikus kísérletek eredményeit az ötödik fejezetben mutatjuk meg.

A szakdolgozat utolsó, hatodik fejezetében összefoglaljuk az esettanulmányok és az érzékenységi vizsgálatok során szerzett tapasztalatokat, eredményeket. *A dolgozat legfőbb megállapítása, hogy a trópusi kapcsolat (interakció) csökkentésével az esetek többségében a viharciklon intenzitása gyengült.* Ugyanakkor vannak olyan esetek, amikor a Rossby-övényben meghatározó tényezők, mindenekelőtt a jet stream és a baroklin instabilitás játssza a döntő szerepet.

## 2. A viharciklonok dinamikája

### 2.1. A viharciklonok definíciója és csoportosítása

Az viharciklonok kutatása az 1970-es évek végén *Sanders és Gyakum* (1980) három éves megfigyeléseivel vette kezdetét. Ekkor vezették be a szakirodalomba a viharciklon, vagy más néven *meteorológiai bomba* fogalmát és a jellemzésére szolgáló paramétert a *Bergeront*.

Egy *Bergeron* az a mennyiség, amely az északi szélesség  $60^\circ$ -án a ciklon centrumában 24 óra alatt bekövetkező 24 hPa-os légnyomássüllyedéssel egyezik meg. Olyan esetek miatt, ahol a kialakulás nem pontosan a  $60^\circ$  szélességen következett be, *Sanders és Gyakum* (1980) a *Bergeron* paramétert egy szorzó faktorról látta el, mely a kialakulási szélességet is figyelembe vette az alábbi módon:

$$Y \text{ Bergeron} = \frac{1}{24} \left( X \frac{\text{hPa}}{24 \text{óra}} \cdot \frac{\sin \phi}{\sin 60^\circ} \right). \quad (2.1)$$

ahol  $X$ -szel a centrum 24 óra alatt bekövetkező legnagyobb nyomássüllyedését,  $\phi$ -vel a fejlődés földrajzi szélességét jelöltük. *Sanders és Gyakum* (1980) 1 *Bergeron*nak tekintette az északi sarkon bekövetkező 28 hPa-os, valamint az északi szélesség  $25^\circ$ -án a 12 hPa-os 24 órás nyomássüllyedést.

A viharciklonok vizsgálatára *Lim és Simmonds* (2002) az normalizált süllyedési paramétert (*NDRc* – *Normalized Central Pressure Deeping Rate*) vezette be:

$$NDRc = \frac{\Delta p}{24 \text{hPa}} \cdot \frac{\sin 60^\circ}{|\sin \phi|}, \quad (2.2)$$

ahol  $\Delta p$  a viharciklon 24 óra alatt bekövetkező nyomásváltozása,  $\Phi$  az intenzív fejlődés földrajzi szélessége, míg a 24 hPa-lal történő osztás a gyenge viharciklon osztály 24 órás mélyülésével való normálást illusztrálja. Az *NDRc* az északi szélesség  $25^\circ$ -án 24 óra alatt bekövetkező 12 hPa-os és a sarkokon 28 hPa-os süllyedésre vonatkozóan azonosan egységes értéket ad (1,01–1,02).

A viharciklonokat *Sanders* (1986) három csoportra osztotta a mélyülési fázisban elért *Bergeron* paraméter alapján. 1981-84 között 12 darab erős ( $1,8 \leq x$ ), 16 darab közepes

( $1,3 \leq x < 1,8$ ) és 20 darab viszonylag gyenge ( $1,0 \leq x < 1,3$ ) erősségű viharciklon került detektálásra.

*Lim és Simmonds (2002)* az északi és déli féltekén kialakuló viharciklonok klimatológiai vizsgálata során az *NDRc* paraméter segítségével átkonvertálta *Sanders (1986)* csoportosítását. A három viharciklon osztály a következőképpen alakult:

- Erős viharciklon osztály:  $1,8 \leq NDRc$ ,
- Közepes viharciklon osztály:  $1,3 \leq NDRc < 1,8$ ,
- Gyenge viharciklon osztály:  $1,0 \leq NDRc < 1,3$ .

*Sanders (1986)* megállapította, hogy a megfigyelt erős viharciklonok centruma 12 óra alatt átlagosan 24 hPa-t süllyedt. Ezek a viharciklonok hosszabb utat tettek meg a Golf-áramlattól délre és keletre elhelyezkedő melegebb tengerfelszín fölött. Az intenzív fejlődésük az esetek döntő többségében a Golf-áramlat északi részén következett be, ahol a tengerfelszín hőmérsékletében (*SST*) jelentős gradiens lépett fel. Hasonló jelenségről számolt be *Gyakum (1983a)* *Queen Elizabeth II* óceánjárót megrongáló vihar vizsgálata során, ahol 12 óra alatt közel 55 hPa-t csökkent a viharciklon centrumának nyomása. A legintenzívebb három órás időszakban 31 hPa-os süllyedést regisztráltak.

*Gyakum és Barker (1988)* egy ritka, szárazföld felett képződött viharciklont tanulmányozott, ami egy hidegfronton keletkezett peremciklonból fejlődött ki az Amerikai Egyesült Államok déli, délkeleti részén 1984. 03. 28–29.-e között. A mélyülést két szakaszra bontották, ahol a centrum nyomása előbb 973 hPa-ra, majd egy átmeneti töltődést követően 966 hPa-ra zuhant.

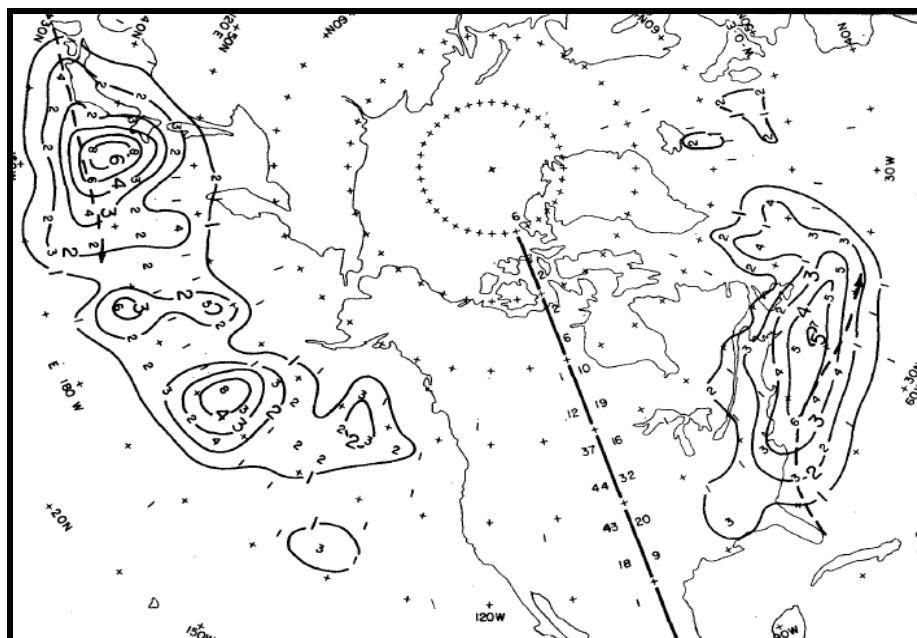
A ciklon fejlődésének első fázisában a mélykonvekció, a gyenge statikus stabilitás és a nedvességtranszport hatása dominált, ami egy alacsonyszintű potenciális örvényességi anomáliát idézett elő. A ciklon centruma a 973 hPa-os állapot elérését követő hat órában kismértékben töltődött. Ebben az időszakban szupercellás zivatarok alakultak ki az USA Georgia, Észak- és Dél-Carolina államainak területén, amelyek összesen 24 tornádót idéztek elő és közülük öt az F4-es kategóriát is elérte (*Ferguson et al., 1986*). A ciklon második mélyülési fázisához hozzájárult az 500 hPa-os szinten zajló pozitív örvényességi advekció és az intenzív jet stream baloldali kilépő zónájának jelenléte is (*Gyakum és Barker, 1986*).

Félteke\Hónap	XII–II.	III–V.	VI–VII.	IX–XI.	Éves
Északi	26,4	9,2	0,5	9,7	45,8
Déli	3,0	6,5	10,7	6,2	26,4
Globális	29,4	15,7	11,2	15,9	72,2

2.1.1. Táblázat. A viharciklonok gyakorisága az északi és déli féltekén az 1979–1999 közötti időszakban  
Lim és Simmonds (2002) vizsgálata nyomán.

Az 1979–1999 időszakra vonatkozó NCEP-DOE adatbázis (Kálnay et al., 2001) felhasználásával Lim és Simmonds (2002) megállapította, hogy globálisan évenként átlagosan 72 viharciklon keletkezik, és ez a szám a két félteke között nem azonos mértékben oszlik el. Megfigyelték, hogy az északi féltekén leggyakrabban a téli időszakban (december-február) alakulnak ki, míg a június-augusztus között a legkevésbé. Ehhez hasonló szezonális jellegzetesség a déli féltekén nem jellemző (2.1.1. Táblázat). A téli előfordulási maximumot Kurunci (2009) az euró-atlanti övezetben kialakult viharciklonok pályáinak vizsgálata során szintén kimutatta.

Sanders és Gyakum (1980) tanulmányukban megfigyelte, hogy a viharciklonok kialakulásának gyakorisága az Atlanti-óceán északi részén Új-Funland és a Csendes-óceán északnyugati medencéjében Japán térségében a legnagyobb (1. ábra).



1. ábra. A folytonos vastag vonalak a viharciklonok gyakoriságának izovonalait ábrázolják. Az egyenes vastag vonal a nyugati hosszúság 90°-át, míg a mellette elhelyezkedő számok az Atlanti- és a Csendes-óceánon az adott szélességen előforduló viharciklonok normált gyakoriságát jelölik, ahol a normáló faktor  $\cos 42,5 / \cos \phi$  (Sanders és Gyakum, 1980).



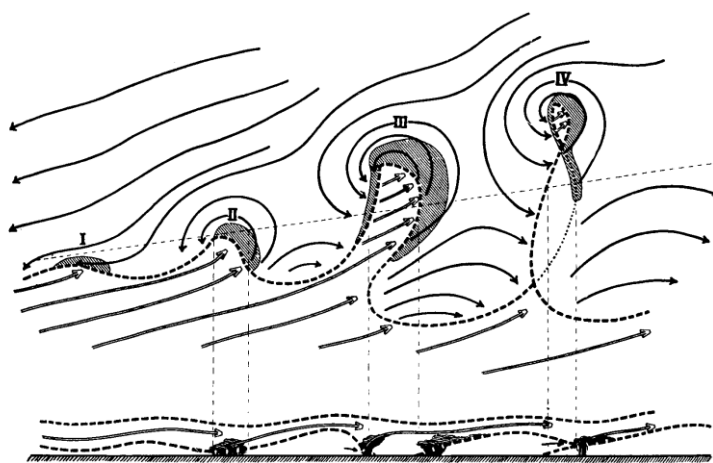
## 2.2. Ciklongenezis

A viharciklonokat a gyengébb intenzitású mérsékletövi ciklonokhoz hasonlóan alacsony- és magasszintű folyamatok egyaránt előidézhetnek. *Petterssen és Smebye (1971)* a ciklogenezisre vonatkozóan két nagy csoportot különített el, az **A** és **B** típusú genezist. Ezt a két típust a következőkben részletesen ismertetjük.

Megemlítjük, hogy a valóságban a ciklonok hibrid módon is keletkezhetnek. Ebben az esetben a ciklogenezis nem tisztán az **A**, vagy a **B** típus szerint zajlik, hanem a kettő keverékéből. *Deveson et al. (2002)* két ilyen képződményről számolt be a *FASTEX (Fronts and Atlantic Storm-Track EXperiment)* megfigyelés során.

### 2.2.1 Az A típusú ciklogenezis

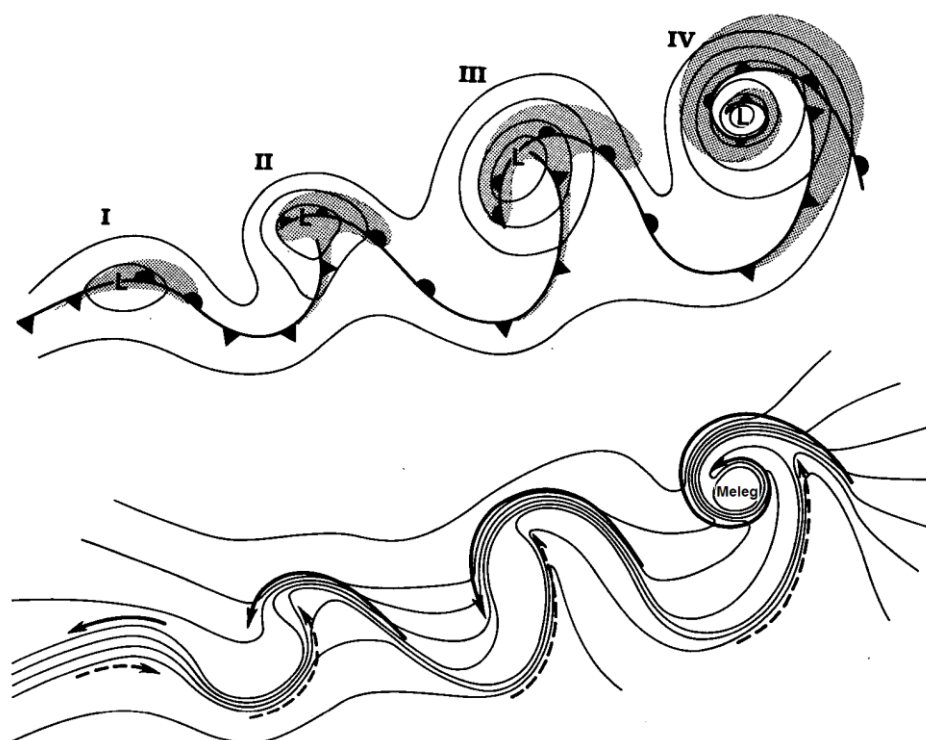
Az **A** típusú fejlődés legelső változatát az 1910–20-as években Bjerknæs és munkatársai alkották meg, ami Norvég-ciklon modellként vonult be a szakirodalomba (*Bjerknæs, 1919; Bjerknæs és Solberg, 1922*). Az elmélet szerint a kezdetben zonális polárfront mentén egy – az alacsony szinten felerősödő – rövidhullámú perturbáció idézi elő a ciklon kialakulását, melynek hullámhossza ~1000–3000 km (*Holton, 2004; Reisz, 2009*). A ciklon fejlődése során az előoldalon elhelyezkedő melegebb légtömeg északra, míg a hátoldalon lévő hidegebb délre vándorol. Az érett stádium során már az okklúziós front is megjelenik. Ezt követően a horizontális hőmérsékleti gradiens fokozatosan gyengül, ennek következtében a mérsékeltövi rendszer fokozatosan töltődik, azonban a ciklon centrumának térségében egy gyenge melegszektorra emlékeztető képződmény is megjelenik (2. ábra).



2. ábra. A frontális ciklonok 1910-20-as évek koncepuális modellje. A fekete végű nyilak a hideg, míg a fehér végű nyilak a meleg légtömeg mozgását jelölik  
(*Bjerknæs, 1921; Bjerknæs és Solberg, 1921,1922; Neiman és Shapiro, 1993*).

Az 1960–90 közt zajló numerikus szimulációk kimutatták az előbb említett modell gyenge pontjait (pl. *Hoskins és West, 1979*). A kapott eredmények szerint az A típusú ciklon kialakulásának első stádiumában a hidegfront baroklinitása a hullámvetés centrumában lecsökken, valamint a mélyülési fázis során a melegfront felhőzete visszakanyarodik a centrum hátoldalára. A kifejlett mérsékeltövi ciklon esetén az okklúzió felett egy gyenge meleg mag is elkülönül a körülötte elhelyezkedő hidegebb légtömegetől. A baroklin frontális hullámon létrejövő ciklon esetében négy fejlődési szakaszt (3. ábra) lehet elkülöníteni: (1.) a kezdeti frontális ciklon stádium, (2.) a frontális törés, (3.) a melegfronti felhőzet visszahajlása a centrum hátoldalára, (4.) a meleg mag környezetétől való elkülönülése (*Shapiro és Keyser, 1990; Shapiro és Neiman, 1993*).

A frontális ciklonok kialakulását *Hoskins és Thorncroft (1990)* a pozitív potenciális örvényességi anomália és az alacsonyszintű baroklin zóna kölcsönhatására vezette vissza. *Parker és Thorpe (1995)* pedig kimutatta, hogy az olyan frontális ciklonok esetén, amelyek környezetében nagy nedvességtartalmú levegő helyezkedik el, a látens hő felszabadulásának hatása összemérhető a horizontális szélnyírásból származó barotrop instabilitással.

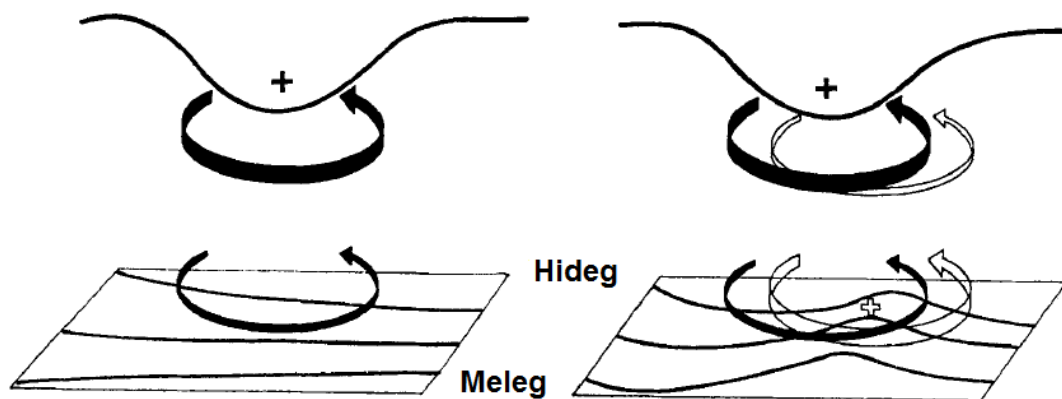


**3. ábra.** A frontális ciklon kialakulásának modernebb konceptuális modellje. Az alsó ábrán a vékony fekete vonalak az izotermákat, a szaggatott nyilak a meleg légtömeg, míg a folytonos nyilak a hideg légtömeg mozgását jelölik (*Keyser és Shapiro, 1990; Shapiro és Neiman, 1993*).

### 2.2.2. A B típusú ciklogenezis

A **B** típusú ciklonkeletkezés során egy felső-troposzférikus pozitív potenciális örvényességi anomália helyeződik egy olyan alacsonyszintű baroklin zónába, amelyben gyenge melegadvekciónak zajlik. Ezt a magasszintű anomáliát előidézheti pl. egy kimélyülő rövidhullámú teknő, vagy az alacsonyabban elhelyezkedő tropopauza. A pozitív potenciális örvényességi anomália mozgása során az annak előoldalán fellépő a pozitív örvényességi advekciónak segítségével az alsó troposzférában egy sekély ciklont generál (4. ábra). Az anomália közeledtével a sekély rendszer egyre inkább kimélyül, a középpontjában a légnyomás csökken. Hatására az előoldalon intenzívebbé válik a melegadvekciónak, ami szintén pozitív potenciális örvényességi anomáliát indukál a ciklon térségében (Hoskins et al., 1985; Kurunci, 2009; Sepsi, 2010).

Természetesen, ha a ciklon előoldalára felhúzó meleg, nedves szállítószalagban nagy nedvességtartalmú levegő helyezkedik el, akkor a mélyüléshez a látens hőfelszabadulás is hozzájárul (Parker és Thorpe, 1995; Huo et al., 1995). Ezeket a pozitív potenciális örvényességi anomáliákat a következő 2.3. fejezetben ismertetjük Reed et al. (1992) nyomán.



4. ábra. A B típusú ciklogenezis sematikus ábrája. A síkban elhelyezkedő fekete vonalak az izotermákat jelöli. (Hoskins et al., 1985).

## 2.3. Diagnosztikai eszközök

### 2.3.1. Potenciális örvényesség

A potenciális örvényesség ( $PV$ ) fogalmát *Ertel (1942)* vezette be a szakirodalomba, amely a súrlódásmentes és adiabatikus folyamatok esetén időben állandó marad. Ez a fizikai mennyiség izentrop rendszerben a következőképpen határozható meg (*Hoskins et al., 1985; Holton, 2004; Sepsi, 2010*):

$$PV = -g \cdot (f + \zeta_{\theta}) \frac{\partial \Theta}{\partial p}, \quad (2.2)$$

ahol  $g$  a nehézségi gyorsulást,  $\zeta_{\theta}$  az izentrop rendszerbeli örvényességet,  $f$  a Coriolis-paramétert, míg  $\Theta$  a potenciális hőmérsékletet,  $p$  a nyomást,  $PV$  a potenciális örvényességet jelöli. A potenciális örvényesség mértékegysége a  $PVU$  (*Potential Vorticity Unit*), ahol az  $1 PVU$  megegyezik  $10^{-6} m^2 K s^{-1} kg^{-1}$ -mal (*Hoskins et al., 1985; Reed et al. 1992; Holton, 2004*).

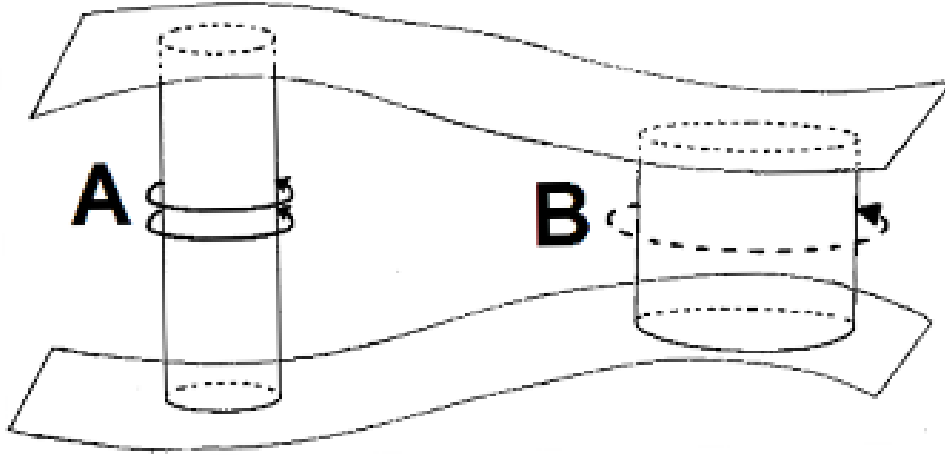
Vezessük be a  $\sigma_A$  paramétert az alábbi módon (*Hoskins et al., 1985; Holton, 2004*):

$$\sigma_A = -g^{-1} \frac{\partial p}{\partial \Theta}. \quad (2.3)$$

Ezt felhasználva a potenciális örvényességet a következő alakban írhatjuk fel (*Hoskins et al., 1985*):

$$PV = \frac{1}{\sigma_A} (f + \zeta_{\theta}). \quad (2.4)$$

A potenciális örvényesség fizikai jelentését izentrop rendszerben lehet a legjobban megérteni. Legyen egy henger alakú légoszlop, melynek alsó és felső lapja egy-egy állandó potenciális hőmérsékletű felületen helyezkedjen el! A mozgás során a test magassága változik, mivel a két izentrop felület hol távolodik, hol közeledik egymáshoz (*5. ábra*). Tegyük fel, hogy a folyamat adiabatikus és súrlódásmentes, így a potenciális örvényesség időben állandó marad. Emiatt a henger abszolút örvényessége arányosan fog változni a két izentrop felület közti távolsággal (*Hoskins, 1997; Sepsi, 2010*).



**5. ábra.** A potenciális örvényesség szemléletes jelentése. Az A és B állapotban a potenciális örvényesség megmaradása miatt a potenciális örvényesség ugyanakkora. A hengerek a légréoszt, míg a hengerek alapját összekötő sík az izentrop felületeket, a nyíl pedig a henger forgásának mértékét jelöli (Hoskins, 1997).

A potenciális örvényesség időben nem marad állandó, ha a mozgás során a diabaticus folyamatok (pl. látens hő szabadul fel), illetve a súrlódás is fellép. A potenciális örvényesség időbeli megváltozásához induljunk ki a nyomási rendszer horizontális mozgás egyenleteiből (Holton, 2004):

$$\frac{d\underline{v}}{dt} + f \underline{k} \times \underline{v} = -\nabla_p \Phi + \underline{F}_{rp}, \quad (2.5)$$

ahol  $\underline{F}_{rp}$  a súrlódást,  $\nabla_p$  a nyomási rendszerbeli horizontális nabla-operátort jelöli. Az időbeli totális deriváltat bontsuk ki:

$$\frac{d\underline{v}}{dt} = \frac{\partial \underline{v}}{\partial t} + (\underline{v} \nabla_p) \underline{v} + \omega \frac{\partial \underline{v}}{\partial p}. \quad (2.6)$$

A fenti összefüggés második tagját írjuk át az alábbi formába:

$$(\underline{v} \nabla_p) \underline{v} = \nabla_p \left( \frac{\underline{v} \cdot \underline{v}}{2} \right) + \zeta \underline{k} \times \underline{v}. \quad (2.7)$$

A (2.6) és (2.7) kifejezéseket a (2.5) egyenletbe beillesztve, majd rendezve az alábbi alakot kapjuk:

$$\frac{\partial \underline{v}}{\partial t} = -\nabla_p \left( \frac{\underline{v} \cdot \underline{v}}{2} + \Phi \right) - (\zeta + f) \underline{k} \times \underline{v} - \omega \frac{\partial \underline{v}}{\partial p} + \underline{F}_{rp}. \quad (2.8)$$

Az előző kifejezést transzformáljuk át az izentrop rendszerbe, majd alakítsuk úgy, hogy a vertikális sebességet tartalmazó tag és a sűrűlási erő a jobboldalra kerüljön:

$$\frac{\partial \underline{v}}{\partial t} + \nabla_{\theta} \left( \frac{\underline{v} \cdot \underline{v}}{2} + \psi \right) + (\zeta_{\theta} + f) \underline{k} \times \underline{v} = -\dot{\Theta} \frac{\partial \underline{v}}{\partial \Theta} + \underline{F}_{r\theta}, \quad (2.9)$$

ahol a  $\nabla_{\theta}$  az izentrop felszínen levő nablát,  $\zeta_{\theta}$  az izentrop rendszerbeli relatívörvényességet, míg  $\psi$  a Montgomery potenciált ( $\psi = c_p T + \Phi$ ) és a  $\dot{\Theta}$ -tal a potenciális hőmérséklet teljes időbeli megváltozását ( $\dot{\Theta} = d\Theta/dt$ ) jelöltük (Holton, 2004; Sepsi, 2010). Baloldalról hattassuk előbb a  $\underline{k} \cdot \nabla_{\theta} \times$  operátort a (2.9) egyenletre, melyben  $\underline{k}$  a függőleges irányú egységvektor. Az így előállt kifejezést rendezzük az alábbi formába (Holton, 2004):

$$\frac{\tilde{d}}{dt} (\zeta_{\theta} + f) + (\zeta_{\theta} + f) \nabla_{\theta} \cdot \underline{v} = \underline{k} \cdot \nabla_{\theta} \times \left( \underline{F}_{r\theta} - \dot{\Theta} \frac{\partial \underline{v}}{\partial \Theta} \right). \quad (2.10)$$

A hullámmal jelölt totális időbeli derivált operátor alakja a következő (Holton, 2004):

$$\frac{\tilde{d}}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \underline{v} \cdot \nabla_{\theta}. \quad (2.11)$$

A potenciális örvényesség teljes időbeli megváltozásához a (2.10) összefüggésen kívül szükséges a kontinuitási egyenlet felhasználása (Holton, 2004). Ebben az esetben a tömeg megváltozását ( $\delta M$ ) az alábbi alakban írjuk fel:

$$\delta M = \rho \delta A \delta z = \sigma_A \delta A \delta \Theta = \sigma_A \delta x \delta y \delta \Theta, \quad (2.12)$$

ahol  $\rho$  a sűrűséget,  $A$  a légtest alapterületét,  $z$  a magasságát jelöli. A kontinuitási egyenlet a következő (Holton, 2004):

$$\frac{1}{\delta M} \frac{d}{dt} (\delta M) = \frac{1}{\sigma_A \delta x \delta y \delta \Theta} \frac{d}{dt} (\sigma_A \delta x \delta y \delta \Theta) = 0. \quad (2.13)$$

Az időbeli deriválást elvégzését követően a fenti kifejezés az alábbi alakot ölti:

$$\frac{1}{\sigma_A} \frac{d\sigma_A}{dt} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \dot{\Theta}}{\partial \Theta} = 0. \quad (2.14)$$

A totális időbeli derivált kibontása és a  $\sigma_A$ -val való beszorzás után a kontinuitási egyenlet felírható az alábbi formában (Holton, 2004):

$$\frac{\partial \sigma_A}{\partial t} + \nabla_{\theta}(\sigma_A \underline{v}) = \frac{\tilde{d}}{dt} \sigma_A + \sigma_A \nabla_{\theta} \underline{v} = -\frac{\partial}{\partial \Theta}(\sigma_A \dot{\Theta}). \quad (2.15)$$

Szorozzuk meg mindkét oldalt  $\sigma_A^{-2}$ -el és használjuk ki, hogy  $\sigma_A^{-2} \partial \sigma_A / \partial t = -\partial \sigma_A^{-1} / \partial t$ :

$$\frac{\tilde{d}}{dt} \left( \frac{1}{\sigma_A} \right) - \frac{1}{\sigma_A} (\nabla_{\theta} \cdot \underline{v}) = \frac{1}{\sigma_A^2} \frac{\partial}{\partial \Theta}(\sigma_A \dot{\Theta}). \quad (2.16)$$

A (2.10) egyenlet  $\sigma_A^{-1}$ -gyel, míg a (2.16) az izentrop rendszerbeli abszolút örvényességgel ( $\zeta_{\theta} + f$ ) való szorzása után a két egyenletet összeadva a potenciális örvényesség teljes időbeli megváltozása adódik (Holton, 2004):

$$\frac{\tilde{d}PV}{dt} = \frac{PV}{\sigma_A} \frac{\partial}{\partial \Theta}(\sigma_A \dot{\Theta}) + \frac{1}{\sigma_A} \underline{k} \cdot \nabla_{\theta} \times \left( \underline{F}_{r\theta} - \dot{\Theta} \frac{\partial \underline{v}}{\partial \Theta} \right). \quad (2.17)$$

#### Potenciális örvényességi anomália

Potenciális örvényességi anomáliának nevezik a légkörnek azon térrészét, ahol a potenciális örvényesség értéke jelentősen eltér a környezetétől. Ennek hátterében valószínűleg a mennyiség konzervatív jellegének megszűnése áll. Megkülönböztetnek pozitív és negatív anomáliát. A pozitív anomália esetén a potenciális örvényesség értéke az adott területen nagyobb a környezeténél és az adott szint felett magasabb, alatta alacsonyabb potenciális hőmérséklet helyezkedik el. Természetesen negatív anomália esetén a vertikális hőmérsékleti rétegződés az előzővel ellentétesen alakul (Hoskins et al., 1985; Hoskins, 1997).

A potenciális örvényességi anomáliák viharciklonra gyakorolt hatását Reed et al. (1992) tanulmányozta, aki három fféle pozitív anomáliát különített el:

- A ciklon térségében a felszíni potenciális hőmérsékleti anomália által előidézett PV anomália (pl. besugárzás hatása).
- A differenciált látens hőfelszabadulás által generált PV anomália (pl. felhő- és csapadékképződés folyamatok).
- A magasszintű PV anomália (pl. tropopauza szakadás).

*Reed et al. (1992)* érzékenységi vizsgálatában kimutatta az 1987. februárjában kialakult viharciklon (*Scamp storm*) esetében, hogy a látens hő felszabadulása és a magasszintű anomália hatása mellett a felszíni  $\Theta$  anomália elhanyagolható. Az elvégzett szimulációk a  $\Theta$  anomália elhanyagolása esetén 973 hPa-ra, a látens hő mellőzése során 991 hPa-ra mélyítette ki a rendszer középponti nyomását. A referencia futásban a viharciklon centrumában 972 hPa-os légnyomás uralkodott. A látens hőfelszabadulás jelentőségét *Huo et al. (1995)* is megállapította az 1993 márciusában az USA déli, délkeleti részén létrejött viharciklon (*Superstorm*) vizsgálata során. A következőkben e két domináns pozitív potenciális örvényességi anomáliát mutatjuk be.

#### *A differenciált látens hőfelszabadulás által generált pozitív PV anomália*

A ciklon előoldalán a vertikális sebesség nagysága a centrumhoz közeledve növekszik, emiatt a felhő- és csapadékképződési folyamatok során felszabaduló látens hő térbeli eloszlása nem egyenletes. A fellépő differenciált látens hőfelszabadulás pozitív potenciális örvényességet generál az alacsonyabb szinteken (*Reed et al., 1992*). Ez az anomália általában a troposzféra alacsonyabb szintjein (~925–700 hPa) jelentkezik a ciklon melegfronti szakaszán és az okklúzió térségében. Hatása annál jelentősebb, minél közelebb helyezkedik el a fejlődő objektumhoz mind horizontálisan mind vertikálisan egyaránt (*Reed et al., 1992*).

A nagyfokú látens hőfelszabadulás fellépéséhez szorosan kapcsolódik a meleg, nedves szállítószalag trópusi, szubtrópusi eredete, amit trópusi, szubtrópusi kapcsolatnak (*interakciónak*) neveznek. A jelenségről *Boettcher és Wernli (2011)*, valamint *Cordeira és Bosart (2011)* is részletesen beszámolt. Ezekben a szállítószalagokban nagy nedvességtartalmú levegő áramlik, amit különböző nedvességkarakterisztikákkal lehet kimutatni, pl. specifikus nedvesség, pszeudoekvivalens potenciális hőmérséklet. A trópusi, szubtrópusi kapcsolatot a 2.4. szakaszban részletesen ismertetjük.

#### *A magasszintű pozitív potenciális örvényességi anomália*

A felső troposzférában zajló eseményeket általában a tropopauza és a felette elhelyezkedő alsó-sztratoszféra folyamatai befolyásolják. *Reed (1955)* a magasszintű frontogenezis vizsgálata során leírta a tropopauza horpadását, szakadását, melyhez diagnosztikai eszközként a potenciális örvényességet használta. Kimutatta, hogy a tropopauza térségében diszkontinuitás lép fel a hőmérséklet vertikális gradiensében, a statikus stabilitásban és a potenciális örvényességben.



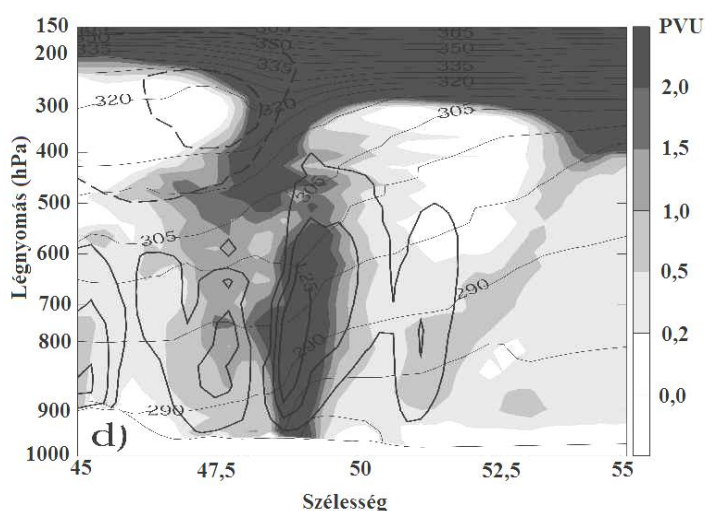
A szakadás folyamata során az alsó-sztratoszférikus levegő benyomul a felső-troposzféra tartományába, ahol magasszintű frontogenezis következik be. Ekkor az izentrop felületek dőlése jelentősen megnő, közel függőlegessé válik. Ennek következtében a  $\partial\theta/\partial p$  lecsökken.

A tropopauza feletti régióban a potenciális örvényesség jóval nagyobb, mint az alatta elhelyezkedő troposzférában (a jelenlegi esetről kivételesen tekintünk el a felhő-, és csapadék képződés során keletkező PV anomália értékétől). A tropopauza szakadásának idején a potenciális örvényességben levő diszkontinuitás továbbra is jelentkezik. Emiatt ez a mennyiség alkalmas a felső-troposzférikus frontogenetikus folyamatok vizsgálatára (Reed, 1955; Hoskins és Bretherton, 1972). A potenciális örvényesség segítségével definiálták a *dinamikus tropopauzát*, melyet az 1,5 PVU értékű magasszintű potenciális örvényességnek feleltettek meg (Reed et al., 1992).

A *Queen Elizabeth II* óceánjárót megrongáló vihar és a „*President's Day*” viharciklon esetén Uccellini (1985, 1986) azonosította a tropopauza szakadását, melynek során az alsó-sztratoszférikus levegő benyomult a troposzféra alacsonyabb tartományába (~800–700 hPa). Ezt a jelenséget Reed et al. (1992) is kimutatta.

#### PV-torony

Wernli et al. (2002) az általunk is vizsgált *Lothar* viharciklon esetén megfigyelte, hogy a tropopauza szakadását követően a magasszintű és az alacsonyszintű PV anomália egyesült és kialakult az ún. *PV-torony*.



**6. ábra.** A PV-torony szerkezete 12. 26. 06 UTC-kor. A sötétárnyaltos mező a potenciális örvényességet, a szaggatott vékony vonal a potenciális hőmérsékletet, a folytonos vonal a hőmérsékletváltozást (0,9; 2,7; 4,5 és 6,3 K/h), míg a vastag szaggatott vonal a 80 m/s-os szél helyzetét jelöli (Wernli et al., 2002).

Ebben a képződményben 1,5 PVU-nál nagyobb értékek helyezkedtek el a troposzféra teljes tartományában. A folyamatot kirajzolták a potenciális örvényesség vertikális metszetei (6. ábra). Vizsgálataink során ezt az objektumot (*PV-torony*) nyolc viharciklon közül hét esetében azonosítottuk.

#### *A szimmetrikus instabilitás és a potenciális örvényesség kapcsolata*

A potenciális örvényesség horizontális és vertikális metszetei alapján a szimmetrikus instabilitás fellépését is vizsgálhatjuk. Ebben az esetben a légállapot vertikálisan stabil, míg horizontálisan inerciálisan stabil, azaz horizontális síkban a szélvektorra merőleges irányban a kismértékben kimozdított légréteg visszatér az alapállapotának megfelelő pályára. Azonban, ha ferdén az izentrop felületek mentén történik az elmozdulás, akkor a kezdeti perturbáció felerősödik (*Holton 2004, 9.3 fejezet*).

A szimmetrikus instabilitás megjelenését a magasszintű negatív potenciális örvényességi anomália, az intenzív jet törés (*jet streak*) és a nagymértékben döntött izentrop felületek együttes fellépése idézi elő (*Keyser és Shapiro, 1986*). Az ilyen típusú instabilitás kialakulásának feltétele, ha a Coriolis-paraméter és a potenciális örvényesség közt teljesül az alábbi kapcsolat (*Hoskins et al., 1985; Holton, 2004*):

$$f \cdot PV < 0. \quad (2.18)$$

ahol  $f$  a Coriolis-paraméter,  $PV$  a potenciális örvényesség.

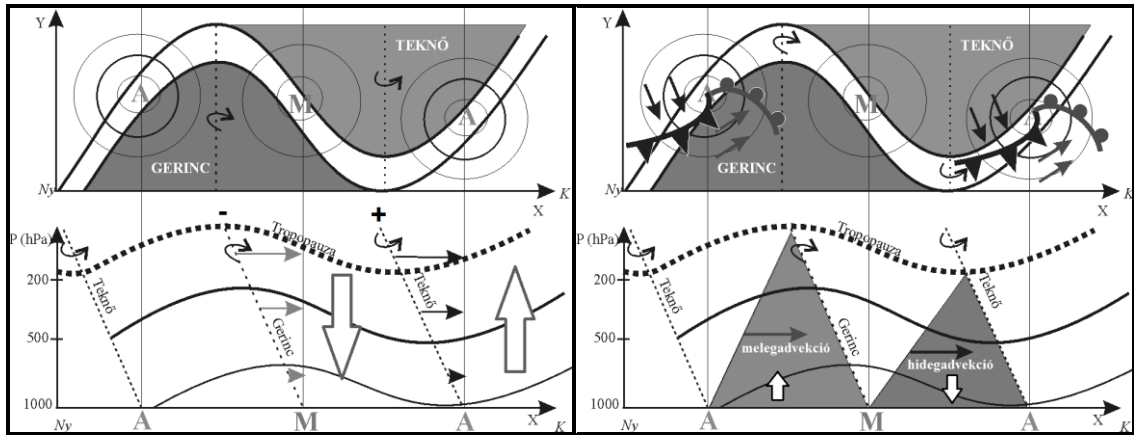
*Huo et al. (1995)* megállapította, hogy az 1993-as *Superstorm* viharciklon melegfronti szakaszán lehulló nagy mennyiségű csapadékot a nagy nedvességtartalmú trópusi, szubtrópusi eredetű levegő és a nedves szimmetrikus instabilitás együttes fellépése idézte elő.

### 2.3.2. Kvázigeosztrofikus $\omega$ -egyenlet és a Q-vektor

A nagy térségű mozgásrendszerekben zajló vertikális mozgások meghatározására szolgál a kvázi-geosztrofikus  $\omega$ -egyenlet. Az egyenlet klasszikus nyomás rendszerbeli alakja a következő (Götz és Rákóczi, 1981; Durran és Snellman, 1987; Hoskins és Sanders 1990):

$$\left( \sigma_B \nabla_h^2 + f_0^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = f_0 \frac{\partial}{\partial p} \left[ \underline{v}_g \cdot \nabla_h \left( \frac{1}{f_0} \nabla^2 \Phi + f \right) \right] + \nabla_h^2 \left[ \underline{v}_g \cdot \nabla_h \left( -\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) \right], \quad (2.19)$$

ahol  $\omega = dp/dt$  a függőleges sebességet,  $\Phi$  a geopotenciált,  $\sigma_B$  a statikus stabilitást ( $\sigma_B = -(\alpha/\Theta)(\partial\Theta/\partial p)$ ),  $\alpha$  a specifikus térfogatot,  $f$  a földrajzi szélességtől függő, míg  $f_0$  az attól független Coriolis-paramétert,  $\nabla_h$  a horizontális nabla-operátort ( $\partial/\partial x_p, \partial/\partial y_p$ ) jelöli. A (2.19) egyenlet jobboldalán szereplő összeg két tagja a differenciált abszolút örvényességi advekciónak (első tag) és a hőmérsékleti advekciónak (második tag). Az összefüggés baloldala arányos az  $\omega$  (-1) szeresével (Holton, 2004, 166. oldal).



7. ábra. A baloldalon a differenciált örvényességi advekciónak, a jobboldalon a hőmérsékleti advekciónak látható.

A vékony egyenes nyilak az advekciónak, a fehér nyilak a vertikális mozgások irányát jelölik

(Reisz, 2009; Sarkadi, 2010).

A teknők tengelyében a relatív örvényesség értéke maximális, míg a gerincek vonalában minimális. A teknők előoldalán az abszolút örvényesség  $(\zeta + f)$  horizontális gradiense és a geosztrofikus szélvektor tompaszöget zár be, így a szorzatuk negatív értékű lesz ( $\underline{v}_g \nabla \zeta < 0$ ). A légkör magasabb tartományai (~500 hPa–250 hPa) felé közeledve egyre inkább az örvényességi advekciónak dominanciája érvényesül, ezért az előbbi szorzat vertikális gradiense a nyomási rendszer sajátossága miatt pozitív lesz. A (2.19) egyenlet

alapján megállapítható, hogy a teknő előoldalán és a gerinc hátoldalán a pozitív differenciális örvényességi advekciónak hatására nagytérségű rendezett feláramlás ( $\omega < 0$ ), míg a teknő hátoldalán és a gerinc előoldalán leáramlás ( $\omega > 0$ ) helyezkedik el (7. ábra). Hasonlóan működik a hőmérsékleti advekciónak is. Melegadvekciónak esetén nagytérségű rendezett feláramlásról ( $\omega < 0$ ), míg hidegadvekciónak esetén ( $\omega > 0$ ) nagytérségű rendezett leáramlásról beszélhetünk (Durrán és Snellman, 1987; Reisz, 2009; Sarkadi, 2010).

Előfordulhat olyan időjárási szituáció is, amikor (2.19) kvázi-geosztrofikus  $\omega$ -egyenlet jobboldalán álló kényszertagok együttes hatásának előjelét nem tudjuk megállapítani eldönteni, hogy melyik tag lesz a meghatározó. Ilyen helyzet pl. a gerinc előoldalán melegadvekciónak zajlik. A differenciált örvényességi advekciónak nagytérségű rendezett leáramlást, míg a melegadvekciónak rendezett feláramlást eredményezne. Ennek elkerülése végett került bevezetésre a  $\underline{Q}$ -vektor (Hoskins et al., 1978, 1980; Gyakum és Barker, 1988; Hoskins és Sanders, 1990; Sarkadi 2010), melyet felhasználva a vertikális mozgásokra vonatkozó diagnosztikai egyenlet felírható a nyomási koordináta-rendszerben az alábbi formában:

$$\left( \sigma_B \nabla_h^2 + f_0^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = -2 \nabla_p \cdot \underline{Q}. \quad (2.20)$$

A kvázi-geosztrofikus  $\omega$ -egyenlet fenti formája alapján megállapítható: ha a  $\underline{Q}$ -vektor mező konvergens ( $\nabla_p \cdot \underline{Q} < 0$ ), akkor nagytérségű rendezett feláramlást, míg divergencia ( $\nabla_p \cdot \underline{Q} > 0$ ) esetén nagytérségű leáramlást tapasztalhatunk.

A  $\underline{Q}$ -vektor nyomás rendszerbeli alakja (Hoskins és Sanders, 1990; Sarkadi, 2010):

$$\underline{Q} = [Q_1, Q_2] = \left[ \frac{\partial v_g}{\partial x} \cdot \nabla_h \left( \frac{\partial \Phi}{\partial p} \right), \frac{\partial v_g}{\partial y} \cdot \nabla_h \left( \frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) \right]. \quad (2.21)$$

A  $\underline{Q}$ -vektor alkalmas az ageosztrofikus folyamatok vizsgálatára, ugyanis a vektor komponenseit felírhatjuk az alábbi formában (Sarkadi, 2010):

$$Q_1 = \frac{1}{2} \left( \sigma \frac{\partial \omega}{\partial x} - f_0^2 \frac{\partial u_{ag}}{\partial p} \right), \quad (2.22)$$

$$Q_2 = \frac{1}{2} \left( \sigma \frac{\partial \omega}{\partial y} - f_0^2 \frac{\partial v_{ag}}{\partial p} \right), \quad (2.23)$$

ahol az  $u_{ag}$  és a  $v_{ag}$  az ageosztrofikus szélkomponenseket jelöli. Látható, hogy (2.22–23) egyenlet jobboldalán álló baloldali kifejezés a vertikális mozgások horizontális gradiensét, míg a jobboldali az ageosztrofikus szélnyírást jelenti.

A geosztrofikus szél zonális és meridionális megváltozását felírhatjuk az alábbi összefüggések alapján (*Hoskins és Sanders, 1990; Sarkadi, 2010*):

$$\frac{\partial v_g}{\partial x} = \frac{\partial u_g}{\partial x} \underline{i} + \frac{\partial v_g}{\partial x} \underline{j}, \quad (2.24)$$

$$\frac{\partial v_g}{\partial y} = \frac{\partial u_g}{\partial y} \underline{i} + \frac{\partial v_g}{\partial y} \underline{j}. \quad (2.25)$$

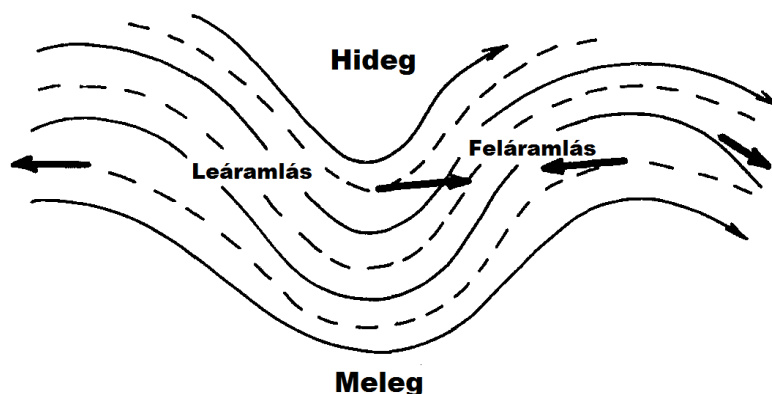
A (2.21)-ben szereplő relatív geopotenciál ( $\partial\Phi/\partial p$ ) kifejezésére alkalmazzuk a nyomási rendszer hidrosztatikai alapegyenletét ( $\partial\Phi/\partial p = -\alpha$ ). Ezt követően az ideális gázegyenletből fejezzük ki a specifikus térfogatot ( $\alpha = R_d T_v / p$ ), majd helyettesítjük vissza a (2.21)-be. A  $\underline{Q}$ -vektort a következő alakban írhatjuk fel (*Gyakum és Barker, 1988*):

$$\underline{Q} = \left[ -\frac{R_d}{p} \frac{\partial v_g}{\partial x} \cdot \nabla T_v, \quad -\frac{R_d}{p} \frac{\partial v_g}{\partial y} \cdot \nabla T_v \right], \quad (2.26)$$

ahol az  $R_d$  a száraz levegőre vonatkozó gázállandót,  $T_v$  pedig a virtuális hőmérsékletet jelöli.

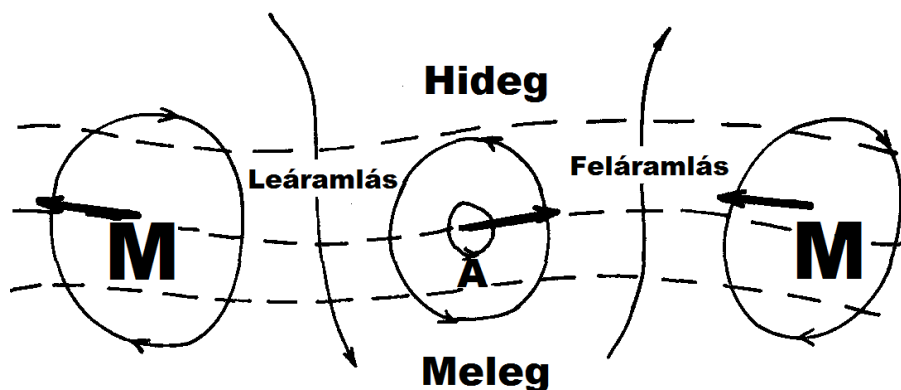
#### *A Q-vektor gyakorlati alkalmazása*

A  $\underline{Q}$ -vektor gyakorlati alkalmazását a különböző idealizált időjárási helyzeteken keresztül *Hoskins és Sanders (1990)* alapján mutatjuk be. Első esetben helyezkedjen el egy rövidhullámú teknő a felső-troposzférában, ahol az izotermák legyenek párhuzamosak az izohipszákkal. Ekkor hőmérsékleti advekciónak nem lép fel. A teknő vonalában a  $\underline{Q}$ -vektor kelet felé mutat, mivel a hátoldalon északnyugati, míg az előoldalon délnyugati szél fúj. A gerinc vonalában pedig ellentétesen változik. Ennek következtében a  $\underline{Q}$ -vektormező a teknő hátoldalán divergens, előoldalán konvergens, ami nagytérségű rendezett le- illetve feláramláshoz vezet (8. ábra).



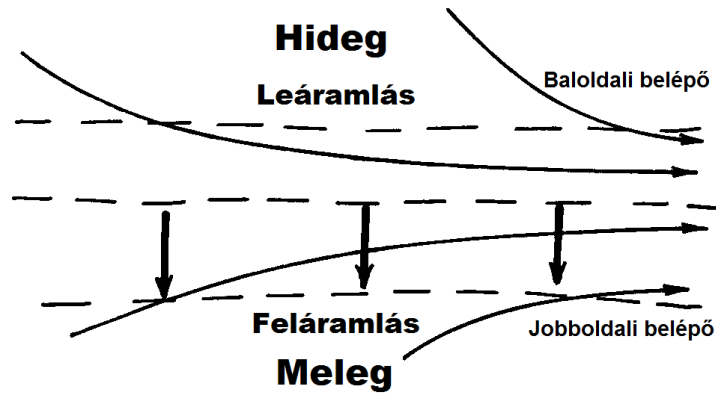
8. ábra. A vékony fekete vonalak az izobárokat, a rajtuk lévő nyilak az áramlás irányát, a szaggatott vonalak az izotermákat, míg a vastag nyilak a  $Q$ -vektort jelölik.

A második esetben helyezkedjen el egy sekély ciklon két anticiklon között az alsó-troposzférában (9. ábra). Az izotermák zonális görbéire kerüljön egy meridionális perturbáció. Az előző szituáció alapján a sekély ciklon felett a  $Q$ -vektor iránya kelet felé mutat a termikus szél mentén, mivel a geosztrofikus szél a hátoldalon északias, míg az előoldalon délies. Természetesen az anticiklon felett a vektor iránya ezzel ellentétes. A ciklon előoldalán és a gerinc hátoldalán (ciklon hátoldalán és a gerinc előoldalán) a  $Q$ -vektor mező konvergens (divergens) lesz, emiatt nagytérségű feláramlás (leáramlás) tapasztalható. Az előbb bemutatott két eset megegyezik a klasszikus kvázi-geosztrofikus  $\omega$ -egyenlet differenciált örvényességi és hőmérsékleti advekciónak hatásával.



9. ábra. A vékony fekete vonalak az izobárokat, a rajtuk lévő nyilak az áramlás irányát, a szaggatott vonalak az izotermákat, míg a vastag nyilak a  $Q$ -vektort, A az alacsony, M a magas nyomású központokat jelölik.

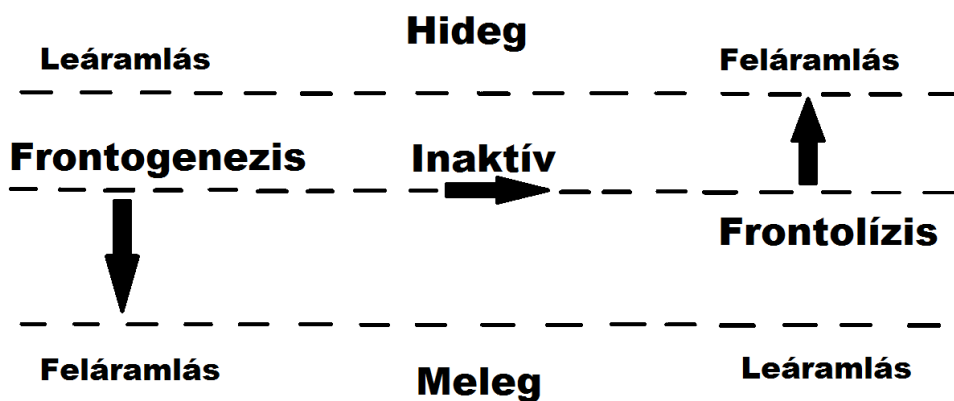
A harmadik idealizált esetben a jet belépő zónáját vizsgáljuk (10. ábra). Az izotermák legyenek egymással párhuzamosak. A  $Q$ -vektor a melegebb légtömeg felé mutat mind az alacsony, mind a magasabb szinten. Ennek következtében a futóáramlás jobboldali belépő zónájában feláramlás, míg a baloldali belépő zónájában leáramlás tapasztalható. Ez az eredmény összhangban van a korábbi tanulmányokkal (pl. Keyser és Shapiro, 1986).



10. ábra. A vékony fekete vonalak az izobárokat, a rajtuk lévő nyilak az áramlás irányát, a szaggatott vonalak az izotermákat, míg a vastag nyilak a Q-vektort jelölik.

Az utolsó esetben a Q-vektort egy idealizált baroklin zónában alkalmazzuk (11. ábra). Célunk annak megállapítása, hogy az adott térségben frontogenezis, vagy frontolízis zajlik. Ha a Q-vektor a melegebb légtömeg felé mutat, akkor a front felület erősödik, ellenben ha a hidegebb felé, akkor gyengül. Olyan eset is előfordulhat, hogy a Q-vektor az izotermákkal párhuzamos irányba áll be, ekkor a frontogenetikus folyamatok inaktív maradnak.

A Q-vektort, mint diagnosztikai módszert számos szinoptikus-, mezoskálájú időjárási rendszerekre alkalmazták pl. *Branick et al. (1988)* a hosszú életű heves mezoskálájú konvektív rendszerekre (MKR), *Gyakum és Barker (1988)* a szárazföld felett kialakult viharciklonra, *Hoskins és Pedder (1988)* pedig a klasszikus szinoptikus rendszerekre.



11. ábra. A szaggatott vonalak az izotermákat, míg a vastag nyilak a Q-vektor irányát jelölik.

## 2.4. Szubtrópusi, trópusi kapcsolat

### *A pszeudoekvivalens potenciális hőmérséklet*

A viharciklonok kutatása során számos esetben kimutatták a melegszektorban elhelyezkedő levegő trópusi, szubtrópusi eredetét (pl. *Huo et al., 1995; Cordeira és Bosart, 2011*). Ehhez különböző nedvességi és hőmérsékleti karakterisztikákat lehet használni pl. a pszeudoekvivalens potenciális hőmérsékletet ( $\Theta_{se}$ ), melynek meghatározási módja a következő (*Rossby, 1932; Götz és Rákóczi, 1981*):

$$\Theta_{se} = \Theta_d \exp\left(\frac{L_v r_v}{c_p T}\right), \quad (2.27)$$

ahol  $r_v$  a keverési arány,  $L_v$  a fázisátalakulási hő,  $c_p$  az állandó nyomáson vett fajhő,  $T$  a telítési szint hőmérséklete,  $\Theta_d$  a potenciális hőmérséklet.

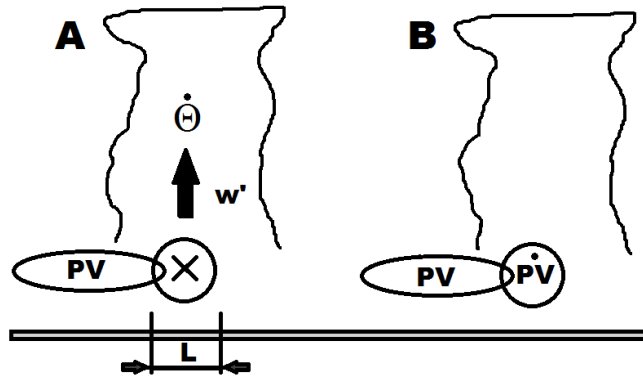
Az előbb bemutatott mennyiséget a légtömegek vizsgálatára először *Rossby (1932)* alkalmazta. Megállapította, hogy a pszeudoekvivalens potenciális hőmérséklet profilja (vertikális menete) egy olyan invariáns tulajdonság, mely alkalmas a légtömeganalízis elvégzésére.

### *A diabatikus Rossby-hullám és a mezoskálájú konvektív örvény*

A meleg, nedves szállítószalag konceptuális modelljének (*Carlson, 1980; Browning, 1986*) megalkotását követően *Parker és Thorpe (1995)* megfigyelte, hogy a látens hőfelszabadulás generálta pozitív potenciális örvényességi anomália meridionális irányban szállítódik az alacsonyszintű (~925–800 hPa) örvény előoldalán. A Rossby-hullámok mintájára ezt a folyamatot diabatikus Rossby-hullámnak (*DRW – Diabatic Rossby Wave*) nevezték el. A következőkben ennek mechanizmusát ismertetjük.

Helyezkedjen el az alacsonyszinten (~925–800 hPa) egy pozitív potenciális örvényességi terület. Előoldalára húzódjon fel a meleg, nedves szállítószalag. A melegadvekción a korábban bemutatott módon nagytérségű, rendezett feláramlást idéz elő. Emiatt a nagy nedvességtartalmú levegőben elkezdődnek a felhőképződési folyamatok. A sekély örvény centrumától távolodva a függőleges irányú sebesség csökken, ami a felszabaduló látens hő egyenetlen térbeli felszabadulását eredményezi. Ennek hatására a 2.3.1 fejezetben bemutatott módon a sekély örvény keleti oldalán pozitív potenciális örvényesség keletkezik (*12. ábra*). A folyamatos nedvességi utánpótlás során a generálódó





**12. ábra.** A diabatus Rossby-hullám alapvető folyamata Parker és Thorpe (1995) nyomán. PV a potenciális örvényességet, a PV pont a generálódó potenciális örvényességet, a kereszt a délies alacsony szintű jet helyét,  $L$  a horizontális méretét,  $\dot{\theta}$  a potenciális hőmérséklet időbeli változását,  $w'$  a vertikális feláramlást jelöli.

pozitív potenciális örvényességi anomália a vertikális szélnyírás vektora mentén mozdul el. A DRW kialakulásának térségében Wernli et al (2011) egy mezoléptékű konvektív rendszerhez (MKR) tartozó mezoléptékű konvektív örvényt (MCV – mesoscale convective vortex) azonosított, amely a troposzféra alsó részében a felszabaduló látens hő hatására pozitív potenciális örvényességi anomáliaként jelentkezett.

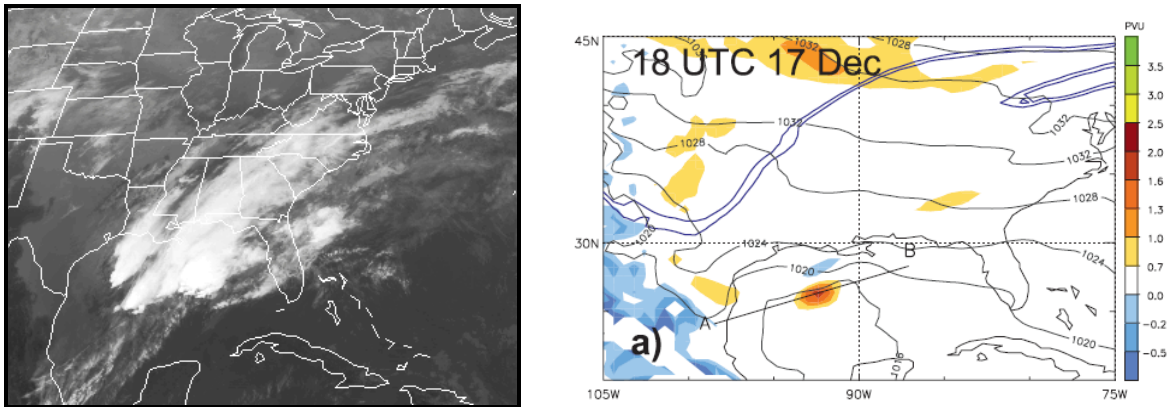
Az MCV a nagyobb mezoskálájú örvények családjába tartozik. Bennük szervezett konvekció zajlik. Horizontális átmérőjük 100 km és 300 km közt változik. Vertikálisan a legtöbb esetben néhány kilométeres kiterjedésűek, azonban néha a teljes troposzférát is kitölthetik. Az MCV jellemzően a középszinteken (~600 hPa) az MKR csendes stratiform csapadékú tartományában helyezkedik el. Közepontja térségében egy meleg magot is azonosítani lehet (Galarneau et al., 2009).

A rövidéletű MCV-k az MKR leépülését követően disszipálódnak. Azonban kialakulhatnak olyan hosszabb életű MCV-k is, amelyek több napig is fennmaradhatnak. Ebben az esetben nagy szerepet tölt be a konvekció újraszerveződése és az erős nappali besugárzás. Az utóbbi típusú MCV-kból évenként átlagosan 20-30 fordul elő az USA térségében. Az esetek közel 5%-ában megfigyelték, hogy az MCV-hez a felszíni nyomási mezőben egy sekély ciklon is társult (Davis és Galarneau, 2009; Galarneau et al., 2009).

A diabatus Rossby-hullámok fejlődését három szakaszra bonthatjuk, amit egy 2005-ben kialakult viharciklon esetén mutatunk be Boettcher és Wernli (2011) nyomán:

1. A kialakulási szakasz.
2. Az áthelyeződési szakasz.
3. Az intenzív ciklogenezis szakasza.

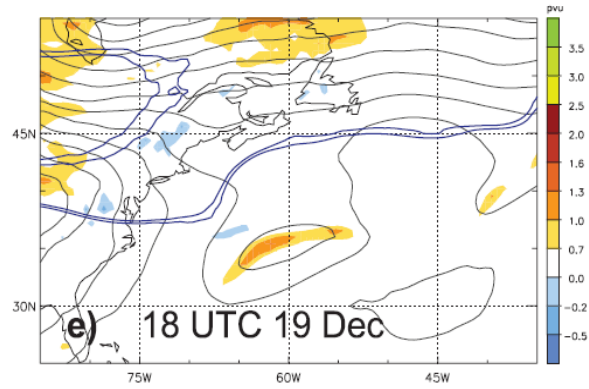
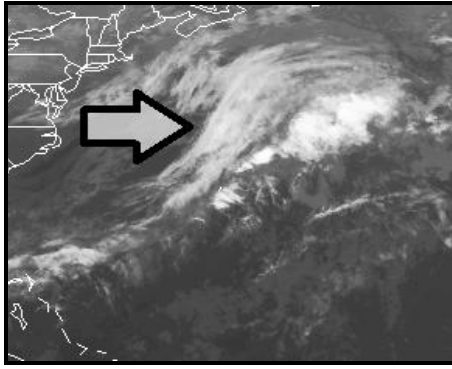
A kialakulási szakaszban (1.) a Mexikói-öböl térségében a magasszintű rövidhullámú teknő előoldalán több *MKR* alakult ki. A legerősebb tagban egy olyan hosszú-életű *MCV* helyezkedett el, melyhez a felszíni nyomásmezőben egy sekély ciklon kapcsolódott (13. ábra). Előoldalára délnyugat felől egy meleg, nedves szállítószalag húzódott, ami a korábban bemutatott módon újabb pozitív potenciális örvényességi anomáliát indukált az *MCV* keleti, északkeleti oldalán. Hatására az *MCV* kelet-északkeleti irányba mozdult el, majd eltávolodott a gyengülő magasszintű teknőtől. Ennek következtében a látens hő felszabadulása, az alacsony szintű pozitív PV anomália fejlődése és a csapadék intenzitása átmenetileg csökkent. Az *MCV* előoldalán azonban a szállítószalag továbbra is aktív maradt, ami biztosította az északkelet felé történő elmozdulását az intenzív baroklin zónában. Ez már a (2.) áthelyeződési szakasz része.



**13. ábra.** A baloldalon a 2005. 12. 17. 18 UTC-s GOES-E infravörös tartományú műholdkép, a jobboldalon színezve a 850 hPa-os PV, míg a vékony szürke vonalakkal 4 hPa-onként a tengerszinti légnyomás lett ábrázolva. (Boettcher és Wernli, 2011; vortex.plymouth.edu).

A *diabaticus Rossby-hullám* felhőstruktúrája az intenzív ciklogenezis elején (3. szakasz) fokozatosan átalakult egy jellegzetes „S” alakú formációba (14. ábra), mely az intenzív ciklogenezis kezdeti szakaszára jellemző. A rendszer középpontjában a légnyomás határozottan süllyedt, majd kialakultak a frontok. Ebben az időszakban az alacsony szintű pozitív potenciális örvényességi anomália kapcsolatba lépett egy közeledő magasszintű teknővel. Ekkor az *MCV* a magasszintű futóáramlás jobb oldali belépő zónájában helyezkedett el.

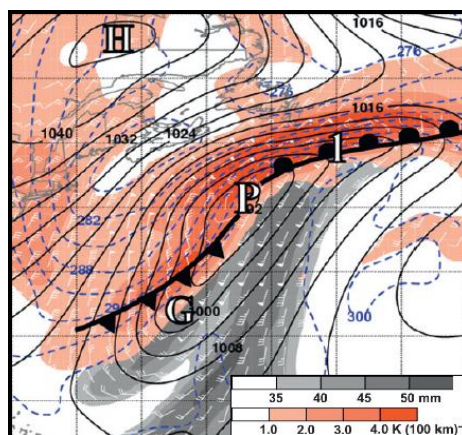
Az intenzív mélyülés során a diabaticus folyamatoknak köszönhetően az alacsony szintű pozitív potenciális örvényességi anomália értéke a ciklon centrumában és a melegfronti szakaszán jelentősen megnőtt (6 PVU). A viharciklon legmélyebb állapotában az alsó és a felső anomália egyesült, és kialakult az ún. *PV-torony*.



**14. ábra.** A baloldalon a 2005. 12. 19. 18 UTC-s GOES-E infravörös tartományú műholdkép, melyen a nyíl a ciklogenezis térségét jelöli, a jobboldalon színezve a 850 hPa-os PV mező, míg folytonos szürke vonallal 4 hPa-onként a tengerszinti légnyomás lett ábrázolva. (Boettcher és Wernli, 2011; vortex.plymouth.edu).

A diabaticus Rossby-hullám kialakulását a felső-troposzférikus teknő helyett egy alacsony szinten elhelyezkedő különböző stádiumú trópusi, szubtrópusi depresszió is előidézheti. Cordeira és Bosart (2011) az 1991. október végi eseményeken keresztül bemutatta a *Grace* hurrikán által vezérelt trópusi kapcsolatot (15. ábra). Megállapították, hogy a „Perfect storms” ciklonjaihoz nagymértékben hozzájárultak az erős baroklin zónában zajló mélykonvekciós folyamatok és a nagymennyiségű látens hő felszabadulása.

Az általuk vizsgált mérsékeltövi rendszerek közül az egyik egy viharciklon volt, amit a korábban bemutatott diabaticus Rossby-hullám idézett elő. Kimutatták, hogy az első mélyülési fázis során a látens hő felszabadulása dominált, majd a robbanásszerű fejlődés a magassági futóáramlás baloldali kilépő zónájába történő áthelyeződéssel vette kezdetét. Ennek következtében a viharciklon centruma 12 óra alatt 983 hPa-ról 960 hPa-ra mélyült.



**15. ábra.** Időjárás helyzetkép 1991. 10. 29.-én 12 UTC-kor. G a *Grace* hurrikánt, P a „Perfect storm” ciklont, I a viharciklon kezdeti stádiumát, H az anticiklont jelöli. Piros árnyalattal a potenciális hőmérsékleti gradiens, szürke árnyalattal a kihullható víztartalom, kék szaggatott vonallal a 850 hPa-os potenciális hőmérséklet, fekete folytonos vonallal 4 hPa-onként a légnyomás lett ábrázolva (Cordeira és Bosart, 2011).

### 3. A vizsgálat célja és eszközszerkezete

#### 3.1. NWP alkalmazása a viharciklonok vizsgálatában

Ebben a fejezetben ismertetjük a viharciklonok dinamikai vizsgálatára során használt numerikus modellt (*WRF*), az alkalmazott módszertant (*PV-inverzió*) és az input adatokat (*ECMWF*) (*Davis és Emanuel, 1991; Skamarock et al., 2008; Nagy, 2010; www.ecmwf.int*). Célunk, hogy az esettanulmányok segítségével betekintést nyerjünk a viharciklonok kialakulási és fejlődési folyamataiba. Első lépésben nyolc súlyos károkat okozó viharciklonhoz (3.1.1. Táblázat) tartozó meteorológiai állományokat kértük le az *ECMWF MARS* adatbázisából (lásd a 3.3.1. fejezetet).

Név	Dátum	Név	Dátum
<i>Lothar</i>	1999. 12. 24–26.	<i>Xynthia</i>	2010. 02. 26–28.
<i>Quimburga</i>	2004. 11. 18–20.	<i>Carmen</i>	2010. 11. 09–11.
<i>Kyrill</i>	2007. 01. 16–18.	<i>Xaver</i>	2011. 11. 24–25.
<i>Emma</i>	2008. 02. 28.–03. 01.	<i>Joachim</i>	2011. 12. 15–16.

3.3.1. Táblázat. Az *ECMFW MARS* adatbázisából származó viharciklonos esetek.

A viharciklonokhoz tartozó adatállományok tartalmazták az alapvető meteorológiai változókat (pl. geopotenciál, hőmérséklet, relatív nedvesség) és a potenciális örvényesség mezőit. Ezeket az Országos Meteorológiai Szolgálat által kifejlesztett *Hawk* munkaállomáson („*Hungarian Advanced Workstation*”) tekintettük meg.

A *Quimburga*, *Kyrill*, *Emma* és a *Carmen* viharciklonra különböző érzékenységi vizsgálatokat is végeztünk, hogy meghatározhassuk a trópusi illetve a szubtrópusi eredetű nedves levegő szerepét a viharciklonok fejlődésében. Ehhez módosítanunk kellett a *WRF* modell kiindulási mezőit. Három ciklonnál a légköri nedvességet csökkentettük le. Az *Emma* esetében megcéloltuk a ciklon előtt elhelyezkedő sekély örvény hatásának tanulmányozását is. Ehhez első lépésben ezt az objektumot le kellett gyengítenünk. Két módszer közül választhattunk. Az egyik a *Davis és Emanuel (1991) PV-inverziós* eljárása, a másik a *WRF* modell, ahol a gravitációs hullámokkal végezhetjük el a beavatkozást.

### 3.2. Potenciális örvényességi inverzió

*Ertel (1942)* definícióját (2.2) részletesebben megvizsgálva láthatjuk, hogy a potenciális örvényesség, a potenciális hőmérséklet és a geopotenciál szoros kapcsolatban állnak egymással. Az utóbbi két mezőben bekövetkező változások, perturbációk magukkal vonják a PV mező módosulását. Természetesen az állítás megfordítása is igaz, amit elsődlegesen a *PV-inverzió* esetében használnak ki (*Hoskins, 1985; Davis és Emanuel, 1991; Sepsi 2010*). Ezt a módszert manapság már több országban operatíván alkalmazzák, köztük Hollandiában a *HIRLAM* modell kezdeti mezejének előállításánál (*Verkley et al., 2000, 2007*).

Az első háromdimenziós *PV-inverziós* módszert *Davis és Emanuel (1991)* fejlesztette ki, melyben a kisperturbációk módszerének standard eljárását alkalmazták. A potenciális örvényesség felhasználásával módosították a potenciális hőmérsékleti és a geopotenciál mezőket. Ez a módszer első pillantásra kedvezőnek bizonyulhat. Azonban később látni fogjuk, alkalmazása bizonyos esetekben komoly hátrányba ütközik.

A *PV-inverzó* kiindulási egyenleteit a potenciális örvényesség *Ertel (1942)* definíciója és *Charney (1955)* nemlineáris balansz egyenletének szférikus rendszerbeli alakja képezi. Válasszuk vertikális koordinátának a  $\pi$  Exner-függvényt ( $\pi = c_{pd}(p/p_0)^\kappa$ ,  $\kappa = R_d/c_{pd}$ , ahol  $p_0 = 1000$  hPa,  $p$  a légnyomás,  $c_{pd}$  a száraz levegő állandó nyomáson vett fajhője). A horizontális szelet bontsuk fel örvényes és divergens összetevőre, majd utóbbit a nagyságrendi különbség miatt hanyagoljuk el. Ezt követően a nemlineáris balansz egyenletet felírhatjuk az áramfüggvények segítségével. A két kiindulási összefüggés végső alakja a következő (*Davis és Emanuel, 1991*):

$$\nabla^2 \Phi = \nabla \cdot (f \nabla \Psi) + \frac{2}{a^4 \cos^2 \phi} \underbrace{\frac{\partial(\partial \Psi / \partial \lambda, \partial \Psi / \partial \phi)}{\partial(\lambda, \phi)}}_{\text{Jacobi-det.}}, \quad (3.1.)$$

$$q = -\frac{g\kappa\pi}{p} \left( \eta \frac{\partial \Theta}{\partial \pi} - \frac{1}{a \cdot \cos \phi} \frac{\partial v}{\partial \pi} \frac{\partial \Theta}{\partial \lambda} + \frac{1}{a} \frac{\partial u}{\partial \pi} \frac{\partial \Theta}{\partial \phi} \right), \quad (3.2)$$

ahol  $q$  a potenciális örvényességet,  $\Phi$  a geopotenciált,  $\Psi$  az áramfüggvényt ( $\underline{v}_\Psi = \underline{k} \times \nabla \Psi$ ),  $f$  a Coriolis-paramétert ( $f = 2\Omega \sin \phi$ ),  $\Theta$  a potenciális hőmérsékletet,

$\lambda$  a földrajzi hosszúságot,  $\phi$  a földrajzi szélességet,  $a$  az átlagos fõldsugarat (6370 km),  $\pi$  az Exner-függvényt,  $\eta$  az abszolút örvényesség vertikális komponensét jelöli.

Alkalmazzuk a hidrosztatikus közelítést és írjuk át a potenciális örvényesség egyenletét az alábbi alakra:

$$q = \frac{g\kappa\pi}{p} \left[ (f + \nabla^2\Psi) \frac{\partial^2\Phi}{\partial\pi^2} - \frac{1}{a^2 \cos^2\phi} \frac{\partial^2\Psi}{\partial\lambda\partial\pi} \frac{\partial^2\Phi}{\partial\lambda\partial\pi} - \frac{1}{a^2} \frac{\partial^2\Psi}{\partial\phi\partial\pi} \frac{\partial^2\Phi}{\partial\phi\partial\pi} \right]. \quad (3.3)$$

Megállapíthatjuk, hogy a (3.1) és a (3.3) egyenlet a geopotenciálra ( $\Phi$ ) és az áramfüggvényre ( $\Psi$ ) vonatkozóan teljes zárt rendszert alkot.

A *PV-inverzó* teljes szerkezetét a *Függelékben* részletesen ismertetjük. A módszer lényege, hogy a (3.1) és a (3.3) egyenletekből a kisperturbációk standard eljárásán, valamint a dimenziótlanításon keresztül előállítjuk a két kiindulási egyenletet (*Függelék, A.18-19. egyenlet*), melyeket *Davis és Emanuel (1991)* alapján egy iterációs eljárásan keresztül oldunk meg (*Függelék, C.- D. egyenlet*). A módszer konvergenciája azonban nem minden esetben teljesül. Ennek elkerülése végett *Davis és Emanuel (1991)* a standard *SOR (Successive Overrelaxtion)* eljáráshoz folyamodott, ami egy markáns beavatkozásnak minősült.

*Huo et al. (1998)* kimutatta, hogy az ily módon invertált mező nagy érzékenységet mutatott az átlagos  $\bar{\Phi}, \bar{\Psi}, \bar{\Theta}$  mezőkre és a peremfeltételek értékeire. Ezenkívül a potenciális örvényesség negatív értékei instabillá tették az eljárást, emiatt azokat *Davis és Emanuel (1991)*  $10^{-2}$  PVU-val helyettesítette. Azonban ezzel a nem-konzisztens beavatkozással a modell légkörében már nem alakulhatott ki a szimmetrikus instabilitás.

*Davis és Emanuel (1991)* *PV-inverziós* módszerét a vizsgálatainkban nem alkalmaztuk. Ugyanis tartottunk attól, hogy beavatkozásaink során a módszer konvergenciája nem teljesül. Továbbá megtapasztaltuk, hogy ezt az eljárást, mint ahogy a *Függelékben* látható is, a gyakorlatban megvalósítani meglehetősen komplikált. Programozása több hónapos fejlesztői munkát, míg konvergenciájának javítása akár féléves intenzív elméleti munkát igényelne. Az előbb felsorolt indokok miatt a kezdeti mező perturbálását a következő szakaszban bemutatásra kerülő WRF numerikus modellel végeztük el.

### 3.3. A WRF numerikus modell és a meteorológiai mezők

#### 3.3.1 MARS adatbázis és a NetCDF állomány

A mezoskálájú numerikus modellek működéséhez szükséges a kezdeti- és peremfeltételek megadása, amit egy nagyobb, szinoptikus skálán működő numerikus modell szolgáltat. Vizsgálatainkat a WRF mezoskálájú modellel végeztük, amelynek a „meghajtásához” az *ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts – Európai Középtávú Előrejelző Központ)* modellt használtuk. Ehhez az *ECMWF MARS (Meteorological Archival and Retrieval System)* adatbázisából több napra vonatkozó meteorológiai mezőket kértünk le. A következőkben röviden ismertetjük a *MARS* adatbázist, valamint a *NetCDF* állományt.

A *MARS* két nagy szerverből áll, a *MARS* szerverből és az Adat Szerverből. A *MARS* szervernek szemantikai ismerete van az adatokról, pl. az adott mező analízis vagy előrejelzési, míg a másik szerveren a konkrét fizikai információk helyezkednek el.

Egy meteorológiai mező lekérése során a felhasználó a *MARS* utasításkészletével kommunikál a *MARS* szerverrel, ami a szükséges információhoz tartozó hivatkozásokat lefordítja és átadja a fizikai adatokért felelős Adat szervernek. Napjainkban a *MARS* több mint 30 Terrabájtnyi információt tárol a benne lévő különböző adatbázisokban, pl. *ERA-40*, *ERA-Interim (ecmwf.int)*.

Az adatokat *GRIB* állományban kértük le a *MARS* adatbázisból. Ezeket egy átalakító programrendszer segítségével egy rugalmasabban kezelhető *NetCDF* állományba konvertáltuk. Ezzel a művelettel a numerikus modell alkalmazását könnyítettük meg.

A *NetCDF*-et (*Network Common Data Form*) az *Unidata* fejlesztette ki, amely tartalmazza az önleíró adatállományt (dimenzió, attribútum) és a szoftverkönyvtárakat. A beépített függvények segítségével az állományban tárolt információk kinyerhetők, módosíthatók, pl. új változókat hozhatunk létre. A *NetCDF*-et számos programozói környezetben alkalmazhatjuk pl. *C*, *C++*, *Fortran 90 (Harnett, 2011)*.

A *NetCDF* állomány szerkezete több részből tevődik össze. Az első szakasz a fejléc (*header*), ami meteorológiai mezőket, változókat térben és időben definiálja. A második szakaszban a meteorológiai mezők konkrét értékei tárolódnak. Mivel az első szakaszban már tudjuk, hogy milyen mennyiségek helyezkednek el az állományban, emiatt a *NetCDF* az önleíró állományok családjába tartozik ([www.unidata.ucar.edu](http://www.unidata.ucar.edu)).

### 3.3.2. A WRF modell felépítése, szerkezete

Az érzékenységi vizsgálatokhoz a WRF modellt alkalmaztuk, amely mezoskálájú modellek családjába tartozik. Első verziója 2000 decemberében vált nyilvánossá. A többszöri frissítések során fokozatosan háttérbe szorította korábbi nagy elődjét, az *MM5* modellt. Jelenleg számos helyen, köztük Magyarországon, a WRF 3.3.3.-es verzióját alkalmazzák operatív és kutatási célokra (Nagy, 2010). A modell jobb felbontása (100 m –7 km), fejlett dinamikája és a hozzátartozó legújabb fizikai parametrizációk következtében a kis skálájú képződmények is expliciten megjelennek, pl. mikroskálájú turbulencia, a tavi és a hegy-völgyi cirkuláció, cellás konvekció, izolált zivatarcellák, a különböző *MKR*-ek (multicellás zivatarok, instabilitási vonalak), vagy a peremciklonok kezdeti stádiuma.

A WRF kezdeti és peremfeltételeit 0,25°×0,25°-os felbontású ECMWF mezők szolgáltatták. A futások során a peremfeltételek háromóránként kerültek felhasználásra, melyek a korábban bemutatott *ECMWF MARS* adatbázisából származtak. Az egyes viharciklonok hosszú pályája miatt, valamint a teljes szubtrópusi, trópusi hatásmechanizmus vizsgálatához nagyméretű tartományok használata vált szükségessé. A földrajzi vetület torzítása következtében a modell futtatásához a teljes északi félgömb északi szélesség 20° és 80°-a között elhelyezkedő tartományát kértük le az adatbázisból.

A WRF modell a különböző vertikális hibrid koordinátarendszerek közül az  $\eta$  rendszert használja, amely a vertikális diszkretizáció során a légkört az 1 és 0 közti tartományba képezi (Laprise, 1992). Ez a mennyiség felírható az alábbi alakban:

$$\eta = \frac{p_h - p_{ht}}{\mu} = \frac{p_h - p_{ht}}{p_{hs} - p_{ht}}, \quad (3.19)$$

ahol  $p_h$  a  $h$  szinten lévő hidrosztatikai, míg a  $p_{hs}$  és a  $p_{ht}$  a felszíni és a légkör tetején uralkodó légnyomást jelöli. Ez a hibrid rendszer a troposzféra alján a felszínkövető, míg a szabad légkör tartományában a nyomási rendszerhez hasonlóan viselkedik (Skamarock et al., 2008; Nagy, 2010).

Az előrejelzési feladat megoldását megelőzően szükséges az előfeldolgozó *WPS* (*WRF Preprocessor System*) rendszer elindítása, ami első lépésben definiálja a horizontális modellrácsot (*geogrid*). Ehhez szükséges a vetület típusának, a térség földrajzi elhelyezkedésének, a rácspontok számának és a rácsávolságnak a megadása. Abban az



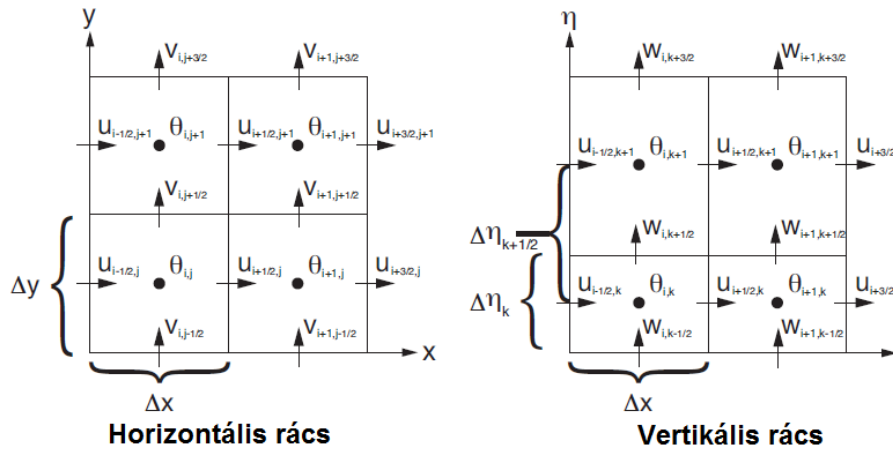
esetben, ha egy adott térségre finomabb felbontású tartományra (*nest*) van szükségünk, akkor a hozzákapcsolódó térbeli információkat (pl. elhelyezkedés) is ebben a szakaszban kell definiálnunk. Ezután az időben állandó mezők (pl. albedo, földrajzi hosszúság, szélesség, felszíntípus, Coriolis-paraméter) megadása történik. A következő lépésben a WPS-hez tartozó *Metgrid* program a külső modellből származó meteorológiai információkat a horizontális interpoláció segítségével a korábban már definiált szabályos modellrácsra helyezi el.

A következő lépésben a *real* programszekció előállítja a hidrosztatikus referencia állapotot, melyhez felhasználja a tengerszinti légnyomást, a referencia hőmérsékletet, a referencia vertikális hőmérsékleti gradienst és a domborzatot. A nemhidrosztatikus modelldinamikához szükséges a referencia állapottól vett eltérés meghatározása is. A modell a perturbációs mezőkre vonatkozó hidro-termodinamikai egyenletrendszert (*HTER*) oldja meg. Ehhez a következő a prognosztikai változókat használja fel: a három szélkomponens, a geopotenciál, a potenciális hőmérséklet és a nyomási perturbáció (Nagy, 2010). A légköri nedvességet az utóbb említett változóba építették be.

Ezután következik a horizontális mezők vertikális interpolációja az *Arakawa-féle C* típusú rácsra, ahol az egész  $\eta$  szintekre a vertikális sebesség és a geopotenciál, míg a fél  $\eta$  szintekre a horizontális szélesség és az egyéb nem vektorjellegű mennyiségek kerülnek. Itt jegyezzük meg, hogy korábban a vízszintes síkban zajló interpoláció szintén egy *Arakawa-féle C* típusú rácsra történt. Kimutatható, hogy az ilyen típusú rács segítségével csökkenthető a véges differencia séma hibája, valamint feljavíthatók a diszperziós tulajdonságok (Nagy, 2010). Az *Arakawa-féle C* típusú rács szerkezete a 16. ábrán látható.

A következő lépésben a meghajtó modellből származó peremfeltételek állítódnak elő. Ha rendelkezésre állnak különböző mérések, megfigyelések, akkor azokat a 4D-VAR adatasszimilációval vehetjük figyelembe. Az így előállt analízis mező még dinamikailag nincs egyensúlyban. Az integrálás során nagyfrekvenciás zajok, gravitációs hullámok léphetnek fel, melyeket különböző digitális szűrőkkel (*DFI – Digital Filtering Initialization*) eliminálhatunk. Ez a fázis közvetlenül a *HTER* integrálása előtt helyezkedik el (Skamarock et al., 2008).

A modell az összenyomható, nemhidrosztatikus  $\eta$  rendszerbeli *HTER* Euler-féle szemléletben felírt alakját integrálja a Runge-Kutta időbeli séma segítségével. A modell egyenletek szerves részét képezik a fizikai parametrizációk (pl. talaj, mikrofizikai sémák), melyek összhatásait ebbe a szakaszba építették be (Skamarock et al., 2008; Nagy, 2010).



16. ábra. A horizontális (baloldal) és a vertikális (jobboldal) Arakawa-féle C típusú rács szerkezete látható (Skamarock et al., 2008; Nagy, 2010).

A következőkben az alkalmazott mikrofizikai parametrizációt mutatjuk be, ugyanis ennek hatását a *Quimburga* viharciklon érzékenységi vizsgálatánál látni fogjuk. A felhő- és csapadékképződés teljes mechanizmusának figyelembe vétele megoldhatatlanná tenné az előrejelzési feladatot (Práger, 1982), hiszen a mikrofizikai jelenségek több nagyságrendnyi tartományt fednek le. A finom aeroszoklok 0,1–1  $\mu\text{m}$  méretűek, ezzel szemben a nagyobb jég szemek átmérője akár a 4–5 cm-t is elérheti (Geresdi, 2004). Sőt az eddig mért legnagyobb jég szem átmérője elérte a 20,3 cm-t (*crh.noaa.gov*). Emiatt a részecskék egymás közt fellépő bonyolult kölcsönhatásait parametrizálni kell. A WRF modellbe számos olyan séma került beépítésre, mely tartalmazza a különböző hidrometeor típusokat: vízgőz, felhőcsepp, esőcsepp, jégkristály, hó és a jégdara, vagy más néven *graupel* (Nagy, 2010). A nedvességre vonatkozó vizsgálataink (5. fejezet) során a *Kessler*-sémát használtuk, amely a folyékony halmazállapotú felhőelemekből álló felhőzet parametrizációja (Skamarock et al, 2008), ugyanis ezzel a sémával tudtuk lecsökkenteni az óceánon megjelenő markáns konvekciót.

A WRF-ben a mikrofizikai sémák hatása mindig az aktuális időlépcső végén kerül figyelembe vételre. Ennek az a célja, hogy továbbra is fennálljon az új hőmérsékleti és nedvességi mező egyensúlya (Nagy, 2010).

A numerikus integrálást követően az előállított perturbációs mezők a referencia állapot felhasználásával az utófeldolgozás során átszámítódnak konkrét meteorológiai mennyiségekre. Az  $\eta$  rendszerről a  $p$  nyomási rendszerre való áttérés is ebben a szakaszban történik, hasonlóan más fizikai mennyiségek meghatározásához, mint pl. a keverési arány. Ezeket a mezőket különböző megjelenítő szoftverekkel lehet megtekinteni. Vizsgálataink során előállt WRF mezőket a *Hawk* munkaállomáson jelenítettük meg.

## 4. Esettanulmányok

Ebben a fejezetben a viharciklonok tulajdonságait nyolc esettanulmányon keresztül mutatjuk be. A részletes szinoptikus analíziseket az ECMWF adatok alapján készítettük. Időrendben haladunk.

### 4.1. Lothar viharciklon

Nyugat-Európa térségében 1999. december 26.-án egy nem várt viharciklon alakult ki. A vihar megrongálta a Párizst övező ipartelepét. A Paris-Orly repülőtéren a legerősebb szellőkések elérték a 180 km/h-ás értéket. A viharciklon útja során 160 millió m<sup>3</sup>-nyi fát döntött ki Franciaország, Németország és Svájc erdősegeiben (*Ulbrich et al., 2001; Wernli et al., 2002*). A *Lothar* viharciklon által okozott teljes anyagi kár az *EQE International LTD* becslése alapján elérte az 5 milliárd Eurót (*absconsulting.com*).

A viharciklon 1996. december 23.-án 18 UTC-kor alakult ki egy intenzív baroklin zóna déli részén, ami a Sargasso-tenger nyugati térsége fölött helyezkedett el. A meridionális irányban, 700 km-es távolságban a hőmérséklet különbség elérte a 20 C-ot. Eközben a futóáramlás sebessége a fejlődő ciklontól északra 80 m/s körül alakult. Az első mélyülési fázishoz hozzájárult a korábban bemutatott *diabatus Rossby-hullám* megjelenése, ami az alacsonyabb szinteken pozitív potenciális örvényességi anomáliát hozott létre a ciklon centrumához közel. A fejlődő *Lothar* viharciklon 30 óra alatt átszelte az Atlanti-óceánt, miközben centrumában a légnyomás 990 hPa-ra csökkent (*Wernli et al. 2002; Moore és Montgomery, 2004*).

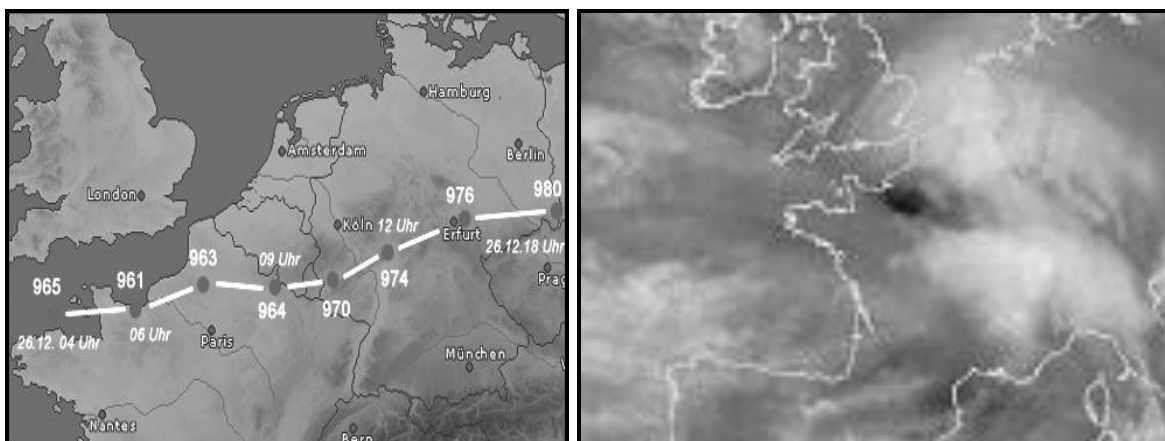
A viharciklon intenzív mélyülése 1999. december 25. 18 UTC és december 26. 06 UTC között zajlott. A legintenzívebb hat órás (00–06 UTC) szakaszban a centrum légnyomása 984 hPa-ról 961 hPa-ra süllyedt. Ebben az időszakban a *Lothar* viharciklon fokozatosan áthelyeződött a markáns zonális jet baloldali kilépő zónájába. *Wernli et al. (2002)* egy 100 km átmérőjű térségben azonosította a tropopauza horpadását, szakadását és az alsó-sztratoszférikus eredetű levegő közép-troposzférába való benyomulását, ami az alacsonyszintű pozitív potenciális örvényességi anomáliával 06 UTC-kor egyesült és kialakult az ún. *PV-torony* (6. ábra). A száraz alsó-sztratoszférikus levegő benyomulását a vízgőz tartományban készült műholdképeken is azonosítani lehetett (17. ábra).

A legmélyebb állapotot követően a viharciklon a töltődési fázisba lépett. A centrum nyomása emelkedett, a meridionális irányú hőmérsékleti gradiens számottevően csökkent.

Az óceántól távolodva a nedvesség utánpótlása is hasonlóan viselkedett. A magasszintű pozitív potenciális örvényességi anomália már a ciklon előtt helyezkedett el, így a ciklon fölött negatív örvényességi advekciónak volt (Wernli et al., 2002). A *Lothar* viharciklon útja során (17. ábra) átvonult Franciaországon (06 UTC, 961 hPa), Németországon (09 UTC, 970 hPa), végül Lengyelország felett 18 UTC-kor gyengült le véglegesen (Ulbrich et al., 2001).

A numerikus modellek (pl. *ECMWF*, *GME*) 24–36 órás futásai a viharciklon intenzitását, elhelyezkedését nem jelezték előre. Ennek okát néhány tanulmány a 1999. 12. 24.-ei 12 UTC-s analízis mező hibájában találta meg, amelybe az Új-Skóciától keletre elhelyezkedő Salbe-sziget elkésett rádiószondás felszállása is beépítésre került. Emiatt az analízisben a troposzférikus jet a valóságosnál 6 m/s-mal kisebb értéket vett fel. Ez a hiba a viharciklonra vonatkozó előrejelzésekben jelentősnek bizonyult (Buizza és Hollingswoth, 2000; Majewski et al., 2002).

A *Lothar* viharciklon váratlan kialakulását Geleyn et al. (2001) más szemszögből közelítette meg. Vizsgálata kimutatta, hogy az 1999-ben alkalmazott francia *ARPEGE* modellben a planetáris határreteg turbulencia, illetve a felszíni hő és nedvességtranszport parametrizációi nem voltak megfelelőek. Feljavította a stabil légrétegződés melletti turbulens kicserélődésére, a konvektív felhőzet és környezete közt levő nyomás különbségre, valamint a csendes *stratiform* és záporos csapadék elkülönítésére vonatkozó parametrizációkat. Ezt követően a módosított fizikai csomaggal ellátott *ARPEGE* modell 30 órás előrejelzése már sikeresen jelezte előre a *Lothar* viharciklont mind helyzetét, mind intenzitását.



17. ábra. A *Lothar* ciklon útvonala (baloldal) és a ciklon centrumának mélysége 1999. 12. 26. 06-18 UTC között (wetteronline.de), míg a jobboldalon a METEOSAT által 1999. 12. 26.-án 06 UTC-kor készített vízgőztartományú műholdkép látható (Wernli et al., 2002).

## 4.2. Quimburga viharciklon (a „tátrai vihar”)

A Kárpát-medencén 2004. 11. 19-én napközben egy viharciklonhoz köthető hidegfront vonult át, amelyhez a Tátra déli oldalán egy intenzív lejtővihar kapcsolódott. A legerősebb szellőkések a hegyvidéki területeken elérték a 150–170 km/h-t, egyes helyeken a 200 km/h-t (4.2.1. Táblázat). 330 ezer hektárnyi erdőségben keletkezett kár, ami megközelítette a 70 millió Eurót. A vihar emberéletet is követelt ([www.magas-tatra.info](http://www.magas-tatra.info)).

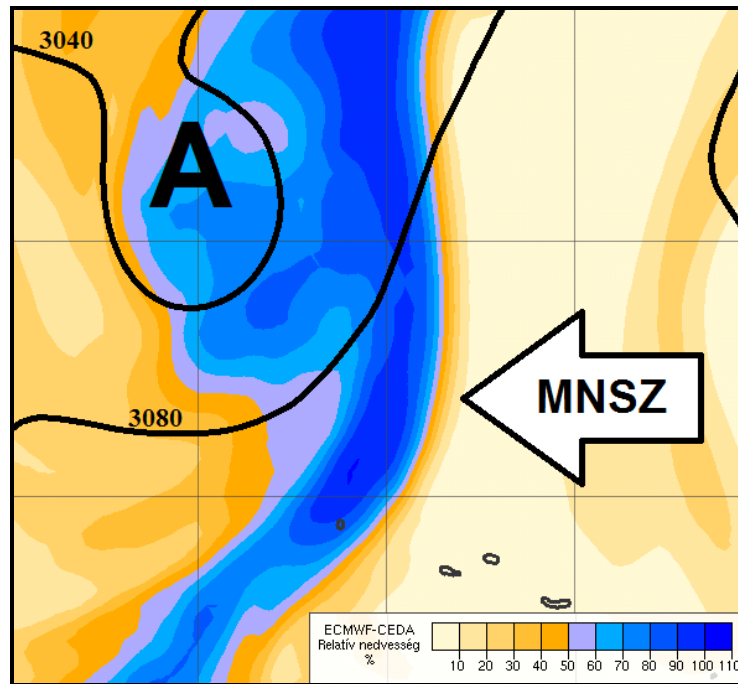
A viharciklon kialakulását megelőzően 2004. 11. 13.-án az Atlanti-óceán középső részén egy sekély szubtrópusi depresszió alakult ki, ami észak-északkelet felé helyeződött át és fokozatosan gyengült, végül november 17.-re feloszlott. A rendszerhez kapcsolódó délről felhúzódó meleg, nedves szállítószalag, amelyben nagy nedvességtartalmú levegő érkezett, továbbra is aktív maradt az Azori-szigetek térségében. Ez a *Quimburga* viharciklon szempontjából kulcsfontosságú volt (18. ábra).

2004. 11. 16.-án az Atlanti-óceán északnyugati részén elhelyezkedő hidegcsepp és a Bermuda térségében lévő szubtrópusi depresszió kapcsolatba lépett egymással, majd fokozatosan kelet felé helyeződve megnövelték a nyomási gradienst az Atlanti-óceán középső részén. Ennek hatására a korábbi szubtrópusi depressziómaradványhoz tartozó meleg, nedves légtömeg az azori anticiklon pereme mentén a ciklogenezis térsége felé mozdult el.

A *Quimburga* viharciklon először 2004. 11. 18.-án 00 UTC-kor jelent meg egy intenzív baroklin zónában. A centrum légnyomása ebben az időszakban a rendelkezésre álló analízis szerint 1017 hPa körül mozgott. A fejlődő ciklon gyorsan helyeződött délkelet, kelet felé, miközben a hátoldalán markáns hidegadvekción zajlott. A mélyülés első szakaszában a látens hő felszabadulása dominált, amit a potenciális örvényesség vertikális metszetein is nyomon követhettünk (19. ábra).

Helység	Szellőkés
Kő-pataki tó	200 km/h
Chopok	172 km/h
Lomnici-csúcs	165–170 km/h
Telgart	141 km/h
Felsőerdőfalva	130 km/h
Poprád	120 km/h

4.2.1. Táblázat. A Tátra területén mért maximális szellőkések.  
([magas-tatra.info](http://magas-tatra.info), [wettergefahren-fruehwarnung.de](http://wettergefahren-fruehwarnung.de)).

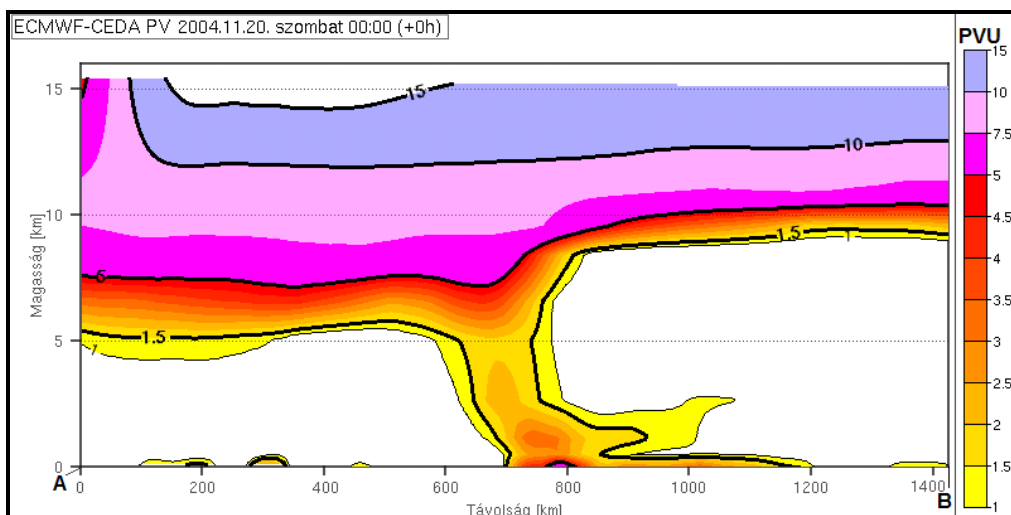
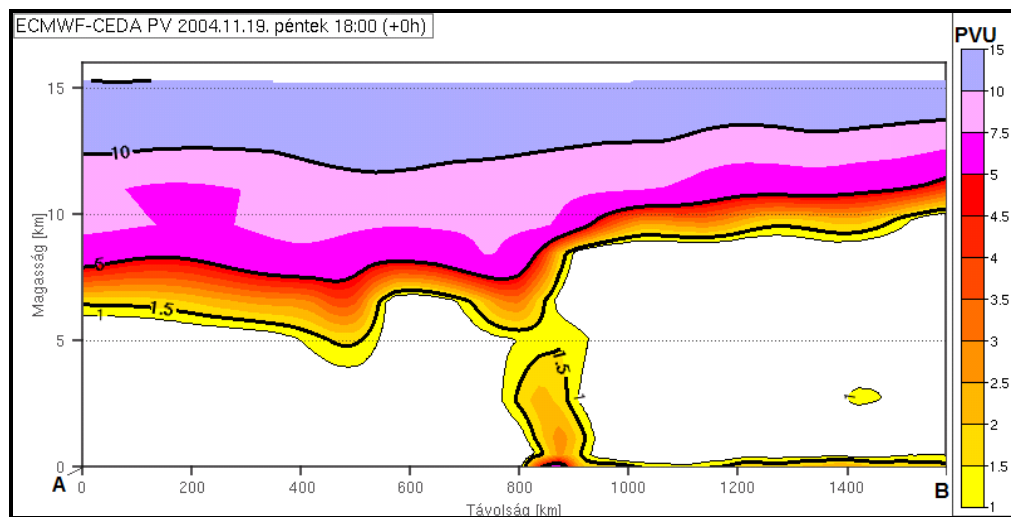
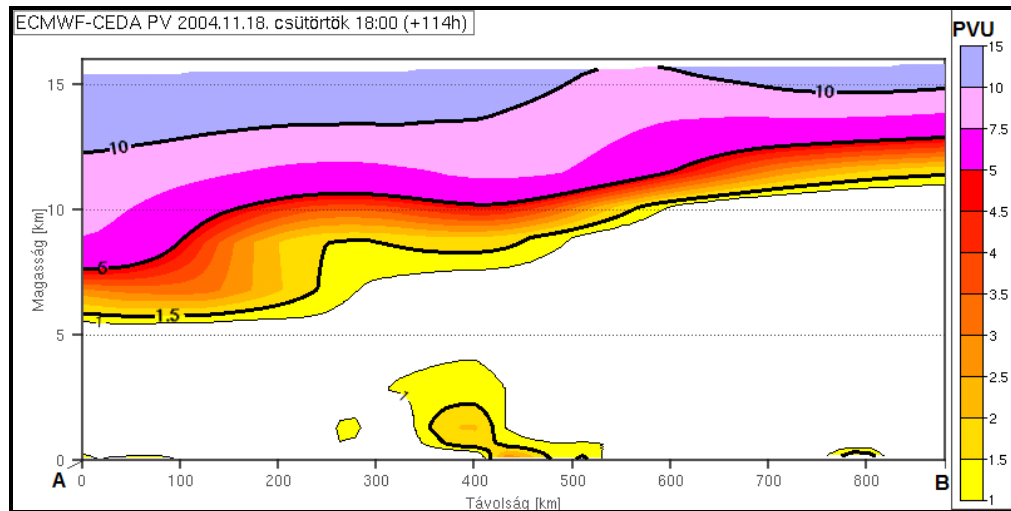


**18. ábra.** A gyengülő szubtrópusi depresszió állapota 11.16. 00 UTC-kor. Vastag fekete vonallal a 700 hPa-os szint magassága 40 m-enként, míg színezve a 700 hPa-os relatív nedvesség lett ábrázolva. Az A az alacsony nyomású központ helyét jelöli (ECMWF).

November 19.-én az 500 hPa-os szinten a hidegmag áthelyeződése során egy teknő mélyült ki, amelynek előoldalán helyezkedett el a viharciklon. A magasszintű, valamint az alacsonyszintű pozitív potenciális örvényességi anomália egyesült és 18 UTC-re kialakult a *PV-torony*, melyet még másnap 00 UTC-kor is azonosítani lehetett (19. ábra). Az intenzív fejlődés során a centrum nyomása 12 óra alatt 996 hPa-ról 982 hPa-ra zuhant.

A *Quimburga* viharciklon útja során áthaladt az Egyesült Királyságon, a Benelux államokon, Németországon, Csehországon, Lengyelországon végül a kelet-európai síkság északi részén töltődött fel 2004. 11. 22.-én.

A viharciklon hidegfrontja 2004. 11. 19.-én 10:40 UTC-kor lépett be Magyarország területére. A front mentén egy instabilitási vonal épült ki, melyet zivatartevékenység kísért. Az erősebb cellák térségében néhol jégeső hullott. A lekeveredő magassági szél miatt a Dunántúlon többfelé 90–120 km/h közti szellőkések kísérték az északi, északnyugati szelet (Horváth, 2004). Az instabilitási vonal átvonulása közben egy tornádó is kialakult Tiszaalvári térségében, mely közel 40 házat rongált meg jelentősen (*objektivhir.hu*).

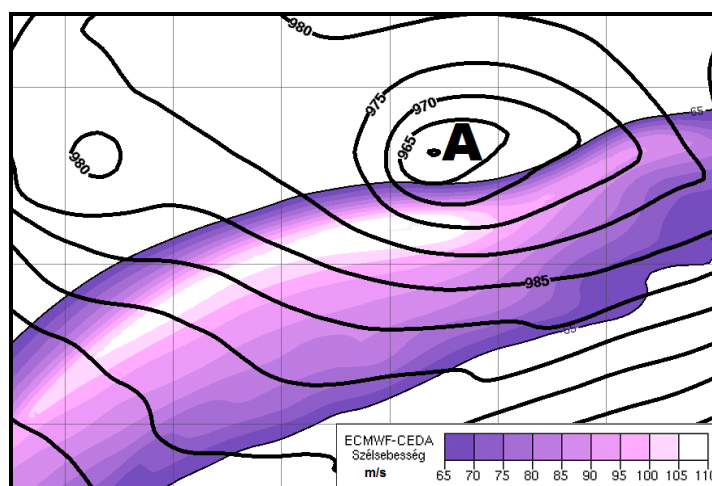


19. ábra. A felső ábrán a 11. 18. 18 UTC-s, a középsőn 11. 19. 18 UTC-s, míg az alsón a 11. 20. 00 UTC-s vertikális metszet látható. A PV mező színezve, míg az 1,5; 5; 10 PVU-s értékek vastag fekete vonalakkal lett ábrázolva (ECMWF).

### 4.3. Kyrill viharciklon

A Kyrill viharciklon 2007. január 14.-én alakult ki az Amerikai Egyesült Államok térségében. Ebben az időszakban a Mississippi-völgyét egy stacionárius hidegfront szelteketté, ami egy magasszintű nagy amplitúdójú teknő előoldalán helyezkedett el. A frontfelületre a Mexikói-öböl felől közel két napja folyamatosan meleg, nedves trópusi, szubtrópusi eredetű légtömeg érkezett (Fink et al., 2009). Ennek hatására Texas és Oklahoma felett mezoléptékű konvektív rendszerek (MKR) alakultak ki 2007. 01. 13–14.-e között, melyek számos helyen nagymennyiségű jégdarát produkáltak (Kimble, 2007). Ebben a térségben január 14.-én 18 UTC-kor egy sekély ciklon jelent meg, ami a frontfelület mentén északkelet felé haladt.

A sekély rendszer január 16.-án 00 UTC-kor már Új-Skócia (Nova Scotia) felett tartózkodott. A korábban kialakult centrum legyengült és egy új alakult ki az Appalache-hegység északkeleti lábánál, mely az elkövetkezendő 24 órában viharciklonná fejlődött. Ehhez hozzájárult az intenzív futóáramlás jelenléte és a magasszintű rövidhullámú teknő kimélyülése, melyet a Labrador-félsziget felett elhelyezkedő hidegmag délkelet felé történő elmozdulása idézett elő. A szél sebessége a jet törés (jet streak) centrumában az analízis szerint 01. 17.-án 12 UTC-kor meghaladta a 110 m/s-ot (20. ábra), miközben a viharciklon középponti nyomása 959 hPa-ra süllyedt és kiépült a PV-torony. Hat órával később az első centrum már töltődési fázisba lépett. 18 UTC-t követően az okklúzióról egy második centrum fűződött le, ami 01. 18.-án 00 UTC-kor érte el a Brit-szigeteket (21. ábra), majd kelet felé helyeződve átvonult Dánián és a Balti-tenger felett, végül 01. 19.-én 00 UTC-kor lépett be a Baltikumba 963 hPa-os középponti nyomással.



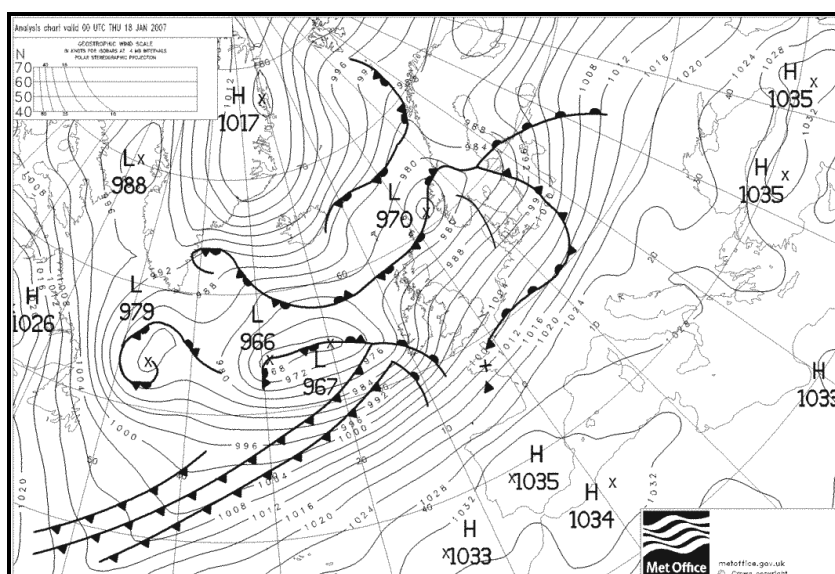
20. ábra. A Kyrill viharciklon (A) 2007. 01. 17. 12 UTC-s helyzete. Fekete vonallal 5 hPa-onként a tengersizinti légnyomás, míg színezve a szélsébség lett jelölve (ECMWF).



Helység	Szélőkés
Wendelstein	202 km/h
Brocken	198 km/h
Fichtelberg	184 km/h
Zugspitze	176 km/h
Feldberg	166 km/h
Artern	144 km/h
Düsseldorf	144 km/h
Schleiz	140 km/h
Kahler Asten	137 km/h
Wernigerode	137 km/h

4.3.1. Táblázat. Németországban mért maximális szélőkés 2007. 01. 18.-án  
(wetteronline.de, wettergefahren-fruehwarnung.de).

A Kyrill viharciklon hidegfrontja Németországban instabilitási vonal formájában vonult át, melyen két tornádó is kialakult. A front Berlinben 17:15–45 UTC között 25 mm-nyi csapadékot produkált és a legnagyobb intenzitás egy szűk 5 perces intervallumra korlátozódott, amikor 11,6 mm zúdult le (Fink et al., 2009). A legerősebb szélőkés (4.3.1. Táblázat) a magasabban fekvő területeken meghaladták a 150 km/h-s, míg a síkvidéken a 100–120 km/h-s értéket (wetteronline.de). A viharciklon hidegfrontja Magyarországon 2007. 01. 19.-én hajnalban vonult át. Többfelé fordult elő zápor, az Alföldön zivatar. A front megérkezése előtt 108 km/h-ás szélőkést regisztráltak Siófokon (owww.met.hu).



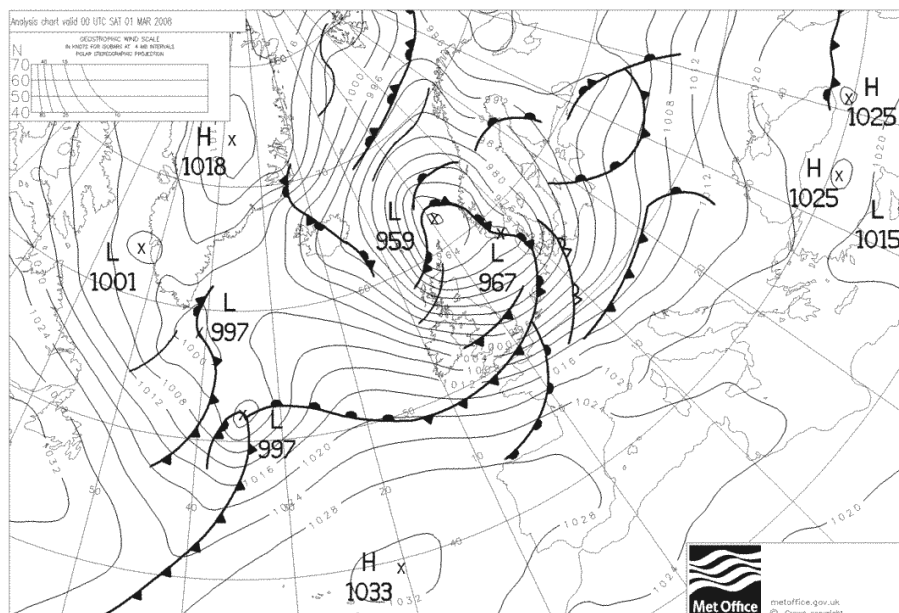
21. ábra. A Kyrill viharciklon 2007. 01. 18. 00 UTC-s helyzete. A vékony fekete vonalak a tengerszinti légnyomást 5 hPa-onként jelölik. (metoffice.gov.uk).

#### 4.4. Emma viharciklon

Az *Emma* névre keresztelt viharciklon 2008. 02. 25.-én alakult ki a Sziklás-hegység keleti része felett egy lee-oldali ciklogenezist követően. A rendszer fokozatosan helyeződött kelet felé, miközben a melegszeletorába a Mexikói-öböl felől egy meleg, nedves szállítószalag húzódott fel. Február 26.-án a markáns hidegfronton heves zivatarok alakultak ki az USA déli, délkeleti államaiban. A vonalba rendeződött zivatarrendszer egy F1-es és egy F3-as tornádót alakított ki Georgia államban (*srh.noaa.gov*). A ciklon központja február 27.-én 12 UTC-kor Új-Funland térségében helyezkedett el 985 hPa-os centrummal.

Az intenzív magassági futóáramlás miatt a mélyülő ciklon nagy sebességgel robogott át az Atlanti-óceán északi része felett. Február 29.-én 12 UTC-kor már Izland déli vizei felett tartózkodott. Hat órával később pedig elérte a Feröer-szigeteket és az Egyesült Királyságot. Ebben az időszakban a centrum nyomása 959 hPa-ra csökkent.

A viharciklon hidegfrontján február 29.-én 15 és 18 UTC között Skócia térségében egy sekély peremhullám alakult ki. A folyamat az analízisek tengerszinti légnyomás mezeiben alig vált láthatóvá (22. ábra), azonban az ECMWF 850 hPa-os potenciális örvényesség mezejében sikeresen azonosítottuk. A peremciklon centruma Dánia térségében 12 óra alatt 963–962 hPa-ra mélyült ki.



22. ábra. Az *Emma* viharciklon 2008. 03. 01. 00 UTC-s helyzete. A vékony fekete vonalak a tengerszinti légnyomást 5 hPa-onként jelölik. (*metoffice.gov.uk*).

A viharciklon gyorsan mozgó hidegfrontján egy instabilitási vonal épült ki, ami Németország északnyugati részére március elsején 01 UTC körül lépett be. Áthaladása során többfelé alakult ki zápor, zivatar, melyekből több helyen jégdara és jégeső is hullott. A lekeveredő a magassági szél miatt 100–120 km/h feletti széllelőkések is előfordultak (4.4.1. Táblázat), melyek több helyen megrongálták az épületek tetőszerkezetét. Németországban 100 ezrek maradtak áram nélkül és jelentős fennakadások voltak a vasúti közlekedésben és a frankfurti repülőtéren (*wetteronline.de*).

A hidegfronthoz kapcsolódó instabilitási vonal 11:30 UTC körül lépett be Magyarországra, melyet többfelé kísért zivatartevékenység. Az erősebb gócban jégdara és jégeső is előfordult. A front átvonulása idején viharos északi, északnyugati szelet, s a lekeveredés miatt a Győr-Szentes vonalon, valamint a Balaton nyugati medencéjében 30 m/s-ot meghaladó széllelőkéseket mértek. A maximális széllelőkést Budapest-Lágymányoson az ELTE klímaállomásán regisztrálták, ami elérte a 39,2 m/s-os értéket. A viharciklon hidegfrontja 15 UTC-re hagyta el Magyarország térségét (*Horváth et al., 2008*).

<b>Helység</b>	<b>Széllelőkés</b>
Wendelstein	223 km/h
Zugspitze	187 km/h
Feldberg	162 km/h
Großer Arber	155 km/h
Fichtelberg	155 km/h
Brocken	148 km/h
Milešovka	144 km/h
Budapest Lágymányos	141 km/h
Wien-Schwechat	140 km/h
Salzburg	140 km/h
Příbyslav	133 km/h
Bad Vöslau	130 km/h
Linz	126 km/h
Fonyód	119 km/h

4.4.1. Táblázat. A maximális széllelőkések az Emma viharciklon átvonulása idején (*wettergefahren-fruehwarnung.de; Horváth et al. 2008*).

## 4.5 Xynthia viharciklon

2010. 02. 26.–03. 01. között egy viharciklon szokatlan pályán vonult át Délnyugat-, Nyugat-Európán. Az orkán erejű szellőkések következtében Franciaországban közel egy millió háztartás maradt áram nélkül. Fennakadások voltak a légi, a vasúti és a közúti közlekedésben is. A francia-spanyol határt átmenetileg le is kellett zárni, emiatt több mint 1200 kamionos várakozásra kényszerült (*wetteronline.de; zeit.de*). Az *Air France* közel 70 járatát törölte a *Charles de Gaulle* repülőtéren, Németországban lezárták a frankfurti repülőteret, ahol közel 160 fel- és leszállást halasztottak el. A viharciklon 63 emberéletet követelt és az okozott anyagi kár nagysága a *QBE Insurance Group* 2010-es becslése alapján meghaladta a 2,8 milliárd Dollárt (*wettergefahren-fruehwarnung.de, QBE,2010*).

A viharciklon kialakulását megelőzően 2010. 02. 25.-én egy szubtrópusi depresszió jelent meg az Atlanti-óceánon az Azori-szigetektől délnyugatra, ami fokozatosan kelet felé helyeződött. Ennek előoldalán 02. 26.-án 06 UTC-kor egy korábban beépült mezoléptékű konvektív rendszerhez tartozó *MCV* centrumában a légnyomás elérte az 1002 hPa-t. Ebből a sekély rendszerből alakult ki a későbbiek során a *Xynthia* névre keresztelt viharciklon.

A viharciklon centrumának nyomása a legintenzívebb fejlődési szakasza során 24 óra alatt a 26 hPa-t süllyedt (02. 26. 12 UTC – 02. 27. 12 UTC). Ebben az időszakban a troposzféra alsóbb tartományában a ciklon előoldalán markáns melegadvekción, míg hátoldalán hidegadvekción zajlott. A felszabaduló látens hő pozitív potenciális örvényességi anomáliát idézett elő az alacsonyabb szinteken (~925–850 hPa).

A viharciklon a legmélyebb állapotát 02. 27. 18 UTC és 02. 28. 00 UTC közt érte el, miközben a Biscayai-öböl felett tartózkodott. Ekkor *Xynthia* centrumában 969 hPa-os légnyomás uralkodott. Franciaország nyugati partvidékét orkán erejű szelekkel érte el február 28.-án 00 UTC-kor (23. ábra).

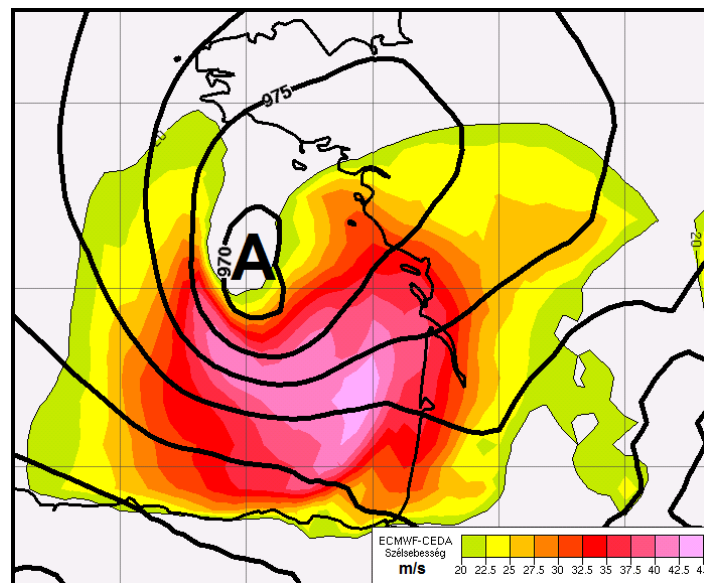
A töltődési fázis alatt átvonult Franciaországon, a Benelux államokon és Németországon, végül a Balti-tenger térségében disszipálódott. A viharciklon fejlődésének első napján Spanyolország északnyugati partvidékén Estaca de Bares térségében 148 km/h-ás (4.5.1. Táblázat), míg másnap a németországi Brockenben a 180 km/h-ás maximális szellőkést regisztráltak (4.5.2. Táblázat).

Helység	Szellőkés
Estaca de Bares	148 km/h
Santa Cruz de La Palma	128 km/h
Oviedo	117 km/h
Porto	109 km/h
Ovar	108 km/h
Beja	104 km/h

4.5.1 Táblázat. 2010. 02. 27.-én a Xynthia ciklon területén mért legerősebb szellőkések  
(wettergefahren-fruehwarnung.de).

Helység	Szellőkés
Brocken	180 km/h
Weinbiet	166 km/h
Scillé	161 km/h
Eiffel-torony csúcsa	155 km/h
Chouilly	148 km/h
Feldberg	137 km/h
Metz	136 km/h

4.5.2. Táblázat. 2010. 02. 28.-án a Xynthia viharciklon átvonulása során mért legerősebb szellőkések  
(wettergefahren-fruehwarnung.de).



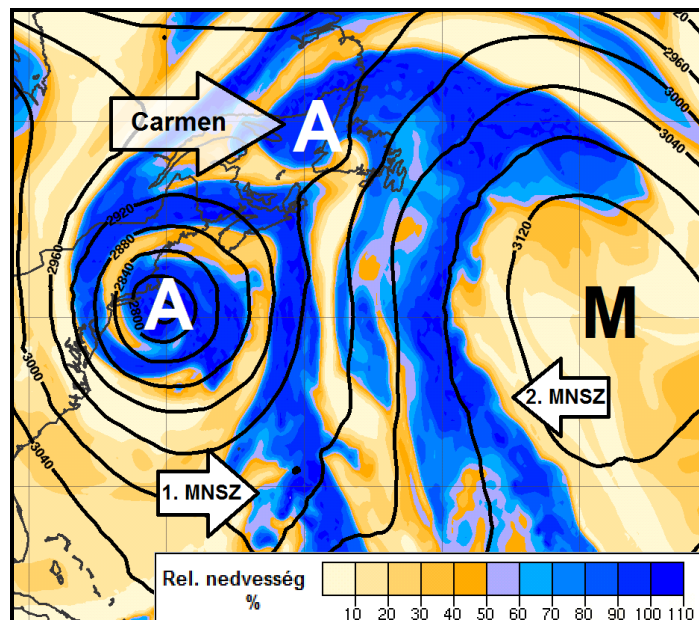
23. ábra. A Xynthia viharciklon 2010. 02. 28. 00 UTC-s helyzete. Fekete vonallal 5 hPa-onként a tengerszinti légnyomás, míg színezve a 925 hPa-os szélsébség lett ábrázolva (ECMWF).

## 4.6. Carmen viharciklon

A Brit-szigeteket 2010. 11. 10.-én érte el a *Carmen* névre keresztelt viharciklon. Átvonulása során nagyfeszültségű vezetékeket szakított le, fákat döntött ki és helyi árvizeket idézett elő Skócia, Wales és Írország területén. Egy nappal később november 12.-én Belgiumban az Észak-Franciaországban lehullott nagymennyiségű csapadék következtében a Meuse folyó kilépett medréből (QBE, 2010). A legerősebb széllokés Great Dun Fell térségében elérte a 161 km/h-t, míg Németországban a magasabban fekvő helyeken 130–140 km/h feletti értékeket regisztráltak (4.6.1. Táblázat).

A viharciklon kialakulását megelőzően 2010. 11. 07.-én az Azori-szigetektől nyugatra egy anticiklon, míg az USA északkeleti partvidéke felett egy alacsony nyomású központ helyezkedett el, melyek közös áramlási rendszerében két meleg, nedves szállítószalag húzódott fel a Bermuda-szigetek térségéből. A keletibbi szalag, mint a diabatus Rossby-hullám egyik láncszeme, a *Carmen* viharciklon kialakulásában, fejlődésében döntő szerepet játszott.

November 8.-án 07 UTC-t követően egy sekély örvény jelent meg Új-Fundland térségében a szállítószalag északnyugati peremén. November 9.-én 00 UTC-kor a mélyülő rendszer középpontjában 1006 hPa-s légnyomás uralkodott, miközben észak felé haladva egy magasszintű rövidhullámú teknő előoldali szektorába helyeződött (24. ábra).



24. ábra. A *Carmen* viharciklon 2010. 11. 09 00 UTC-s helyzete. A 700 hPa-os relatív nedvességet színezzve, a fekete vastag vonalak a 700 hPa-os szint magasságát 40 m-enként jelölik. Az A az alacsony, M a magas nyomású központot, míg az MNSZ a szállítószalagot jelöli (ECMWF).

Az intenzív mélyülési szakasz 18 UTC-kor vette kezdetét. Ekkor az magasszintű rövidhullámú teknő kelet felé mozdult el, valamint a déli szakaszán a futóáramlás is megerősödött. November 10–11.-e között a légnyomás közel 42 hPa-t zuhant a ciklon centrumában, miközben a jet stream baloldali kilépő zónájába helyeződött.

A viharciklon a legmélyebb állapotát november 11.-én 06 UTC-kor érte el. Ebben az időszakban a ciklon középponti nyomása 946 hPa körül alakult. November 12.-én a töltődő viharciklon átvonult a Brit-szigeteken, Nyugat-Európán, Közép-Európa északi részén és végül a Balti-tenger térségében disszipálódott.

A Carmen viharciklon különlegessége abban nyilvánult meg, hogy nemcsak az orkán erejű szellőkésekkel végzett jelentős pusztítást, hanem a melegfrontján lehulló nagymennyiségű csapadékkal, mely az írországi, walesi és a belgiumi áradásokért is felelős. Ez utóbbi események is igazolják a viharciklon előoldalán elhelyezkedő légtömeg trópusi, szubtrópusi eredetét.

<b>Helység</b>	<b>Szellőkés</b>
Great Dun Fell	161 km/h
Zugspitze	158 km/h
Feldberg	155 km/h
Capel Curing	146 km/h
Wendestein	140 km/h
Brocken	133 km/h
Aberdaron	130 km/h

4.6.1. Táblázat. Maximális szellőkések Nagy-Britanniában 2010. 11. 11.-én  
(wettergefahren-fruehwarnung.de).

## 4.7. Xaver viharciklon

2011. 11. 23.-án az Azori-szigetek térségében egy szubtrópusi depresszió helyezkedett el. Az előoldalán található meleg, nedves szállítószalagban több MKR jelent meg. A vezető élen haladó taghoz egy olyan hosszú-életű MCV kapcsolódott, melyhez egy sekély ciklon is kapcsolódott az intenzív baroklin zónában.

Az viharciklon kialakuláshoz hozzájárult a trópusi, szubtrópusi kapcsolat a meleg nedves szállítószalagnak köszönhetően. Ez biztosította a nagyfokú látens hőfelszabaduláshoz szükséges nedvességet, ami az alacsonyabb szinteken pozitív PV anomáliát idézett elő. A magasabb szinteken a mélyülő viharciklon fölé egy magasszintű PV anomália közeledett. A két anomália 2011. 11. 24.-én 06 UTC-kor egyesült, és kialakult az ún. PV-torony. 12 UTC-kor az alsó-sztratoszférikus eredetű levegő benyomult a felső-troposzféra tartományába (25. ábra).

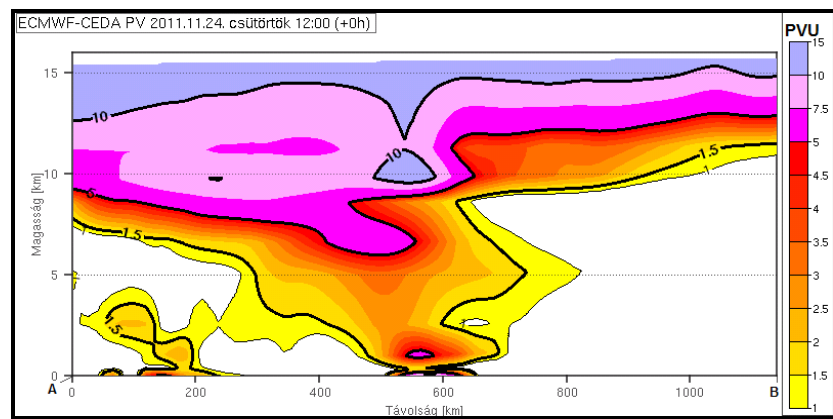
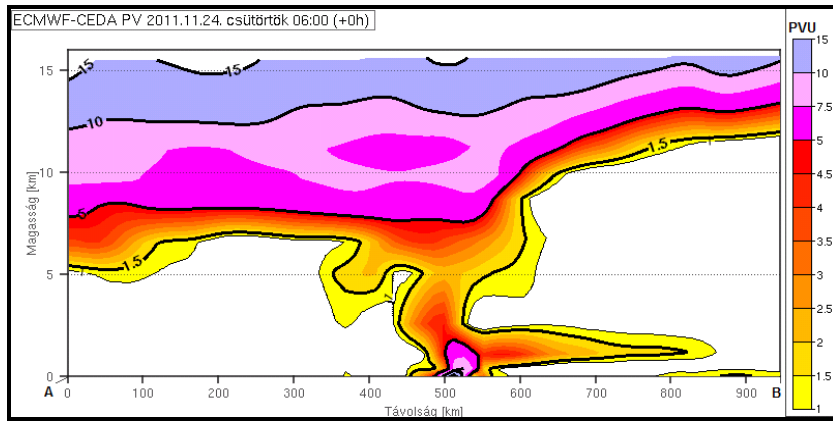
A viharciklon fokozatosan északkelet felé helyeződött. Útja során érintette Írországot, az Egyesült Királyságot (26. ábra). Az éjszakai órákban a Feröer-szigetek felett orkán erejű szelekkel vonult át. A legerősebb lökések meghaladták a 150 km/h-át (4.7.1. Táblázat). November 25–26.-a között Norvégia partjai mentén haladt, majd november 27.-én 00 UTC-kor hagyta el az európai térséget. A ciklon a legmélyebb állapotát még 2011. 11. 25.-én 06 UTC-kor érte el, amikor a centrumának légnyomása 942 hPa-ra süllyedt.

A legnagyobb károkat a Norvégia északi részén elhelyezkedő Lofoten szigetcsoport Vaerøy tagján okozta, melyet kétszer is elzárt a külvilágtól. A viharciklon ideje alatt leállt a közlekedés és a sziget számára fontos helikopter-leszállópálya is megrongálódott (*wettergefahren-fruehwarnung.de*).

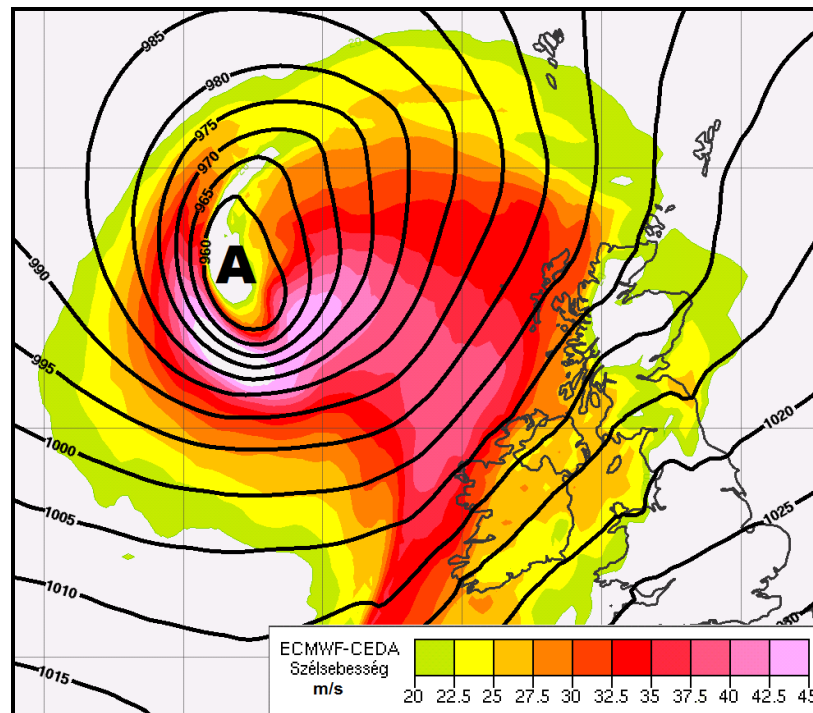
Helység	Szélőkés
Tórshavn (F.szk.)	165 km/h
Nordøyan Fyr (N)	155 km/h
Sklinna (N)	148 km/h
Myken (N)	137 km/h

4.7.1. Táblázat. Xaver ciklon ideje alatt mért szélőkésések maximális értékei a Feröer-szigeteken (F.szk.) és Norvégiában (N) 2010.11.25.-én (*wettergefahren-fruehwarnung.de*).





25. ábra. A felső ábrán a PV-torony 11.24. 06 UTC-s, míg az alsó a 12 UTC-s állapota látható. A vertikális PV mezőt színezve, az 1,5; 5, 10 PVU-s értékek fekete vastag vonalakkal lett ábrázolva (ECMWF).



26. ábra. A Xaver (A) viharciklon 11. 24. 12 UTC-s helyzete. Fekete vonalakkal 5 hPa-onként a tengerszinti légnyomás, míg színezve a 925 hPa-os szélsébség lett jelölve (ECMWF).

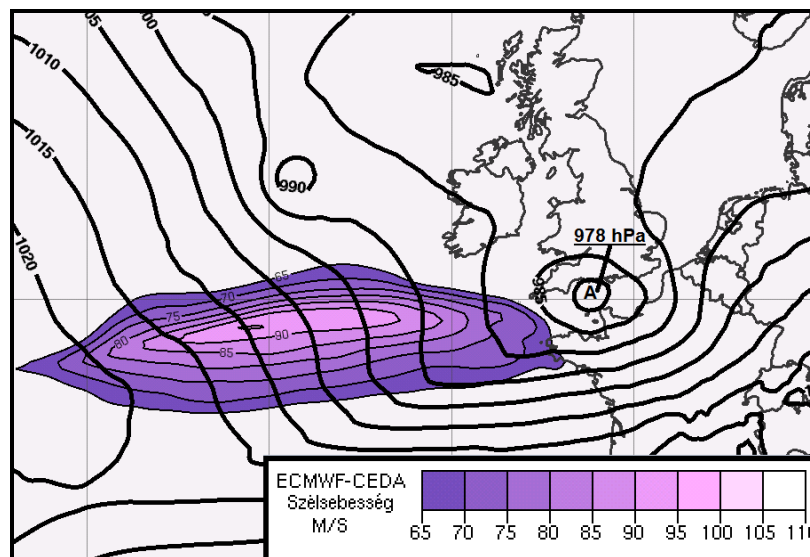
## 4.8. Joachim viharciklon

A Bermuda-szigetek térségében 2011. 12. 13.-án 00 UTC-kor egy szubtrópusi depresszió alakult ki. Környezetébe az azori anticiklon nyugati, délnyugati pereme mentén és Florida felől nedves légtömegek érkeztek.

2011. 12. 14.-én az 500 hPa és 300 hPa-os szinteken a hideg levegő délkelet felé való elmozdulása révén kimélyült egy magasszintű rövidhullámú teknő. Előoldalán markáns melegadvekciónak kezdődött, ami az Atlanti-óceán középső része felett a Brit-szigetek felé mozgó hidegmag segítségével megnövelte a zonális hőmérsékleti és nyomási kontrasztot.

2011. 12. 14.–15. között a jet törés (*jet streak*) tartományában 90–95 m/s-os szélsőségek fordultak elő. A jobb oldali belépő zónában 2011. 12. 15.-én 12 UTC-kor alakult ki a *Joachim* viharciklon. A rendszer fokozatosan átkerült a gyengülő jet törés (*jet streak*) baloldali kilépő oldalára, ahol a magasszintű divergencia tovább fokozta az alacsony szinten zajló látens hőfelszabadulást. A viharciklon centrumában 12 óra alatt 16 hPa-t süllyedt a légnyomás, miközben gyorsan haladt kelet felé.

A *Joachim* viharciklon 2011. 12. 16. 00 UTC-kor a La Manche csatorna térségében járt (27. ábra), 12 órával később pedig már Németország északnyugati része felett tartózkodott, ahol a legerősebb szélökése meghaladták a 120–140 km/h-át (4.8.1. Táblázat). Időközben a jet törés (*jet streak*) és a viharciklon centruma eltávolodott egymástól, ami a *Joachim* viharciklon fokozatos gyengülését és a december 19.-ei disszipálódását eredményezte.

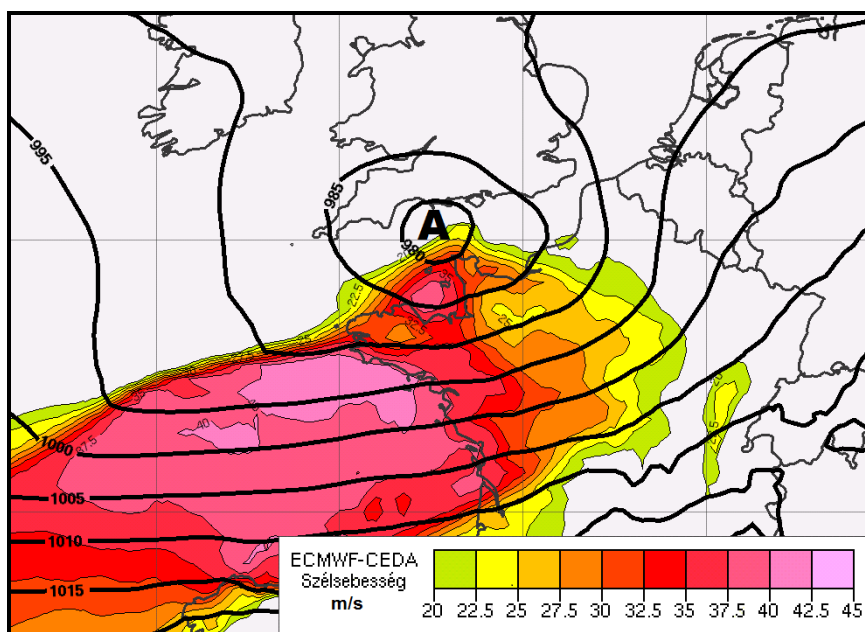


27. ábra. A *Joachim* viharciklon (A) 2011.12.16. 00 UTC-s helyzete. Fekete vonallal 5 hPa-onként a tengerszinti légnyomás értékek, míg színezve a 300 hPa-os szélsőségek lett jelölve (ECMWF).

Helység	Szellökés
Zugspitze	183 km/h
Wedelstein	176 km/h
Feldberg	168 km/h
Belchen	167 km/h
Brocken	144 km/h
Weinbiet	137 km/h
Fichtelberg	126 km/h

4.8.1. Táblázat. A magasabban fekvő helyeken mért maximális szellőkésék Németországban a Joachim viharciklon idején (*wettergefahren-fruehwarnung.de*).

Az orkán erejű szelek következtében (28. ábra) Bretagne partjainál partra futott a *TK Bremen* teherhajó. Franciaországban közel kétszázezer háztartásban szünetelt az áramellátás (*hir24.hu*). Németországban a hegyvidéki területeken a lehullott nagymennyiségű hó fennakadásokat okozott a közúti közlekedésben (*wetteronline.de*). A viharciklon által okozott teljes anyagi kár a *PERILS AG* 2012 márciusában kibocsátott összegzése alapján elérte a 289 millió Eurót (*insurancejournal.com*).



28. ábra. A Joachim ciklon (A) 2011.12.16. 00 UTC –s helyzete. A fekete vonallal a tengerszinti légnyomás 5 hPa-onként, míg színezve a 925 hPa-os szélsébség lett jelölve (ECMWF).

## 5. Érzékenységi vizsgálatok

### 5.1 Főbb célok

A szubtrópusi, trópusi kapcsolat hatását a nedvességre vonatkozó érzékenységi vizsgálatokon keresztül tanulmányoztuk a viharciklonok fejlődésében. Négy esetet választottunk, melyek a következők: az *Emma*, a *Quimburga*, a *Carmen* és a *Kyryll* viharciklon. A kezdeti mezőben kétféle módszerrel módosítottuk a trópusi, szubtrópusi kapcsolatot. Az egyik esetben a meleg, nedves szállítószalagot kialakító objektumot (sekély ciklon) gyengítettük, míg a többi háromnál a ciklon környezetében lévő légköri nedvességet ötödére csökkentettük le. Az érzékenységi vizsgálatok célját és a beavatkozás módszereit a következőképpen foglalhatjuk össze:

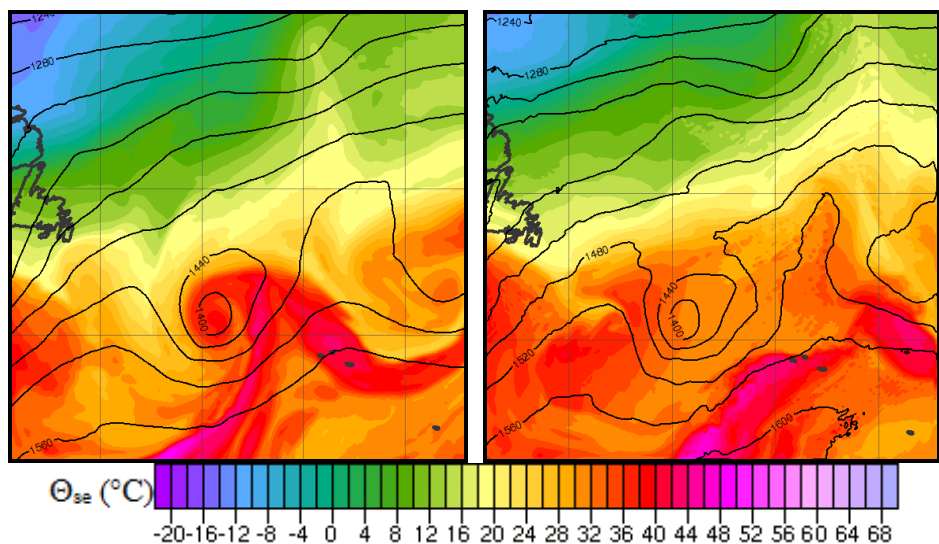
- **Emma:** Az Atlanti-óceán középső részén elhelyezkedő sekély ciklon által előidézett trópusi, szubtrópusi hatások vizsgálata az Emma ciklon fejlődésében. Az alkalmazott módszer: a depresszió gyengítése.
- **Quimburga:** Az azori meleg, nedves szállítószalag ciklogenezisben betöltött szerepének tanulmányozása. Az alkalmazott módszer: a nedvesség csökkentése a szállítószalag egyes térségében.
- **Kyryll:** Az előoldalon felhúzódó meleg, nedves szállítószalag viharciklon fejlődésére gyakorolt hatásának vizsgálata. Az alkalmazott módszer: az előoldali nedvesség csökkentése.
- **Carmen:** A sekély ciklon teljes környezetében elhelyezkedő nedvesség hatásának vizsgálata a viharciklon intenzív mélyülése során. Az alkalmazott módszer: a nedvesség csökkentése a ciklon környezetében.

## 5.2. Emma viharciklon

Feltételezéseink szerint az Atlanti-óceán középső részén elhelyezkedő sekély depresszió és annak az előoldalán felhúzódó meleg, nedves szállítószalag (29. ábra) hozzájárulhatott az *Emma* viharciklon fejlődéséhez.

Először a WRF referencia futását indítottuk el, amelyben a szinoptikus elrendeződést nem módosítottuk. Ezzel a lépéssel a modellt ellenőriztük, hogy az *Emma* viharciklon viselkedését megfelelően szimulálta-e. Miután erről meggyőződünk, a sekély ciklont legyengítettük. A beavatkozás során a 2008. 02. 27. 00 UTC-s ECMWF mezőbe beépítettük a sekély ciklon környezetének meteorológiai változóinak 12 órás átlagát. Ehhez előbb a hőmérséklet, relatívnedvesség, valamint a légnyomás átlagos értékeit számoltuk ki. Itt jegyezzük meg, hogy *Davis és Emanuel (1991)*, valamint *Huo et al. (1998)* hasonlóan egy időben átlagolt mezőt határozott meg a *PV-inverziós* módszer alkalmazása előtt. Az általunk átlagolt légnyomásból hidrosztatikus módon meghatároztuk az átlagos geopotenciál mezőt, majd a geosztrofikus közelítést alkalmazva az átlagos szelet. Mivel a relatívnedvesség egy származtatott mennyiség, emiatt nem végezhetjük el azonnal az átlagolását. A relatív nedvesség középértékét a specifikus nedvesség átlagolásán keresztül határoztuk meg.

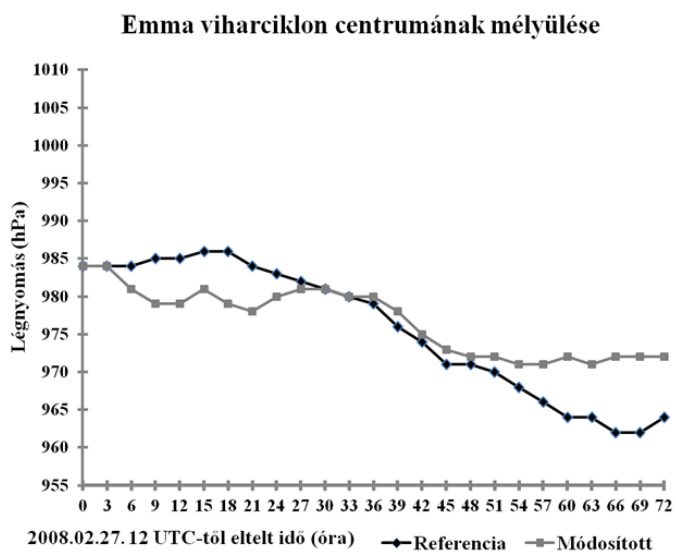
A következő lépésben az átlagolt térséget visszahelyeztük a 2008. 02. 27. 00 UTC-s mezőbe. A belső és a külső tartomány nem illeszkedett folytonosan, emiatt a peremek mentén diszkontinuitások léptek fel. Ezért előbb egy rövidebb 12 órás WRF futást végeztünk el. A várakozásinknak megfelelően a gravitációs hullámok felléptek ugyan, de körülbelül hat óra alatt le is csengtek. Az integrálás eredményeként már egy WRF rácson elhelyezkedő módosított mezőt kaptunk, amely nem tartalmazta a sekély ciklont. Az *Emma* viharciklon perturbált futását a 02. 27. 12 UTC-től indítottuk. A módosított mező szél, nedvesség és hőmérséklet értékeit a WRF analízisének előállításakor figyelembe vettük. A légnyomási mező az eredeti ECMWF adatokból származott. Ezzel a lépéssel kerültük el a markáns gravitációs hullámok újbóli megjelenését. A kiindulási mezőben a sekély ciklon ismét megjelent, de az intenzitása már jóval gyengébb lett (29. ábra). A következőkben beszámolunk az *Emma* viharciklon 72 órás referencia és a módosított futásának eredményeiről.



**29. ábra.** A WRF modell referencia (bal) és módosított (jobb) futásainak a 02. 27. 12 UTC-s kezdeti mezői. Vékony fekete vonallal a 850 hPa-os szint magasságát, míg színezve a  $\Theta_{se}$  mező lett ábrázolva.

A referencia futásban az *Emma* viharciklon 2008. 02. 28.-án 00 UTC-kor Új-Skócia térségében helyezkedett el. Ekkor a ciklon centrumának nyomása 985 hPa körül alakult. Eközben a rendszer melegszeletében a 850 és 700 hPa-os szinteken a pszeudoekvivalens potenciális hőmérséklet értéke elérte a 40–48 °C-ot.

Az *Emma* viharciklon az erős futóáramlás következtében gyorsan helyeződött északkelet, kelet felé. 02. 29. 00 UTC-kor már Izland és Grönland között helyezkedett el. A ciklon középponti nyomása 979 hPa körül alakult (30. ábra), majd 12 órával később Izland déli vizei felett 971 hPa-ra süllyedt.

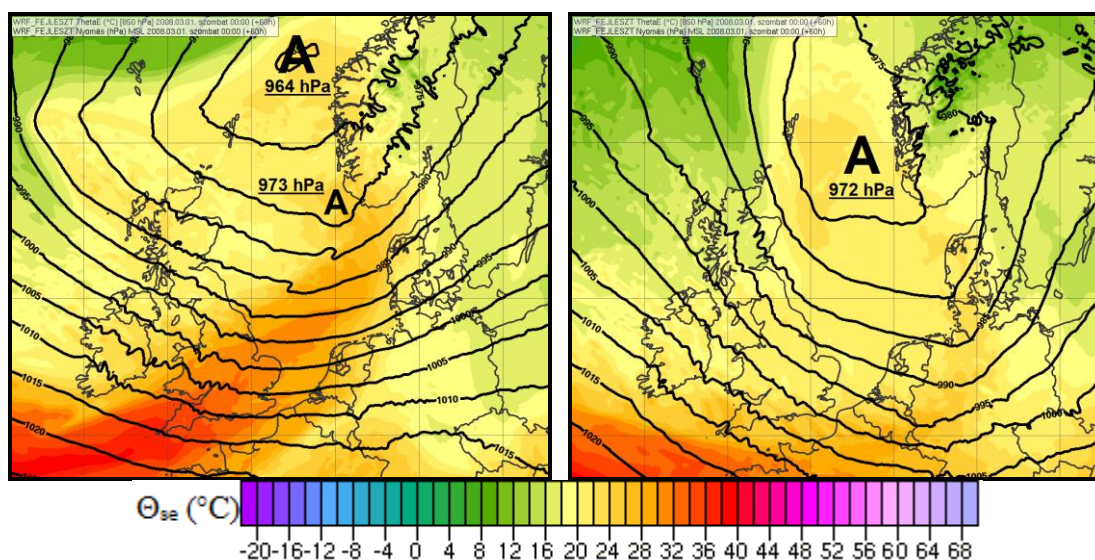


**30. ábra.** Az *Emma* viharciklon centrumában uralkodó légnyomás értékei a referencia és a módosított WRF futások alapján.

A referencia futásában a viharciklon hidegfrontján 02. 29.-én 21 UTC-t követően egy frontális ciklon jelent meg (31. ábra), mely másnap reggel 06 UTC-re Dánia felett 962 hPa-ra mélyült ki (32. ábra). Ezt a folyamatot az ECMWF adatok 850 hPa-os potenciális örvényességi mezején is azonosítottuk. Megemlítjük, hogy a peremciklon kialakulását a WRF az 54 órás időtávlat ellenére megfelelően jelezte előre.

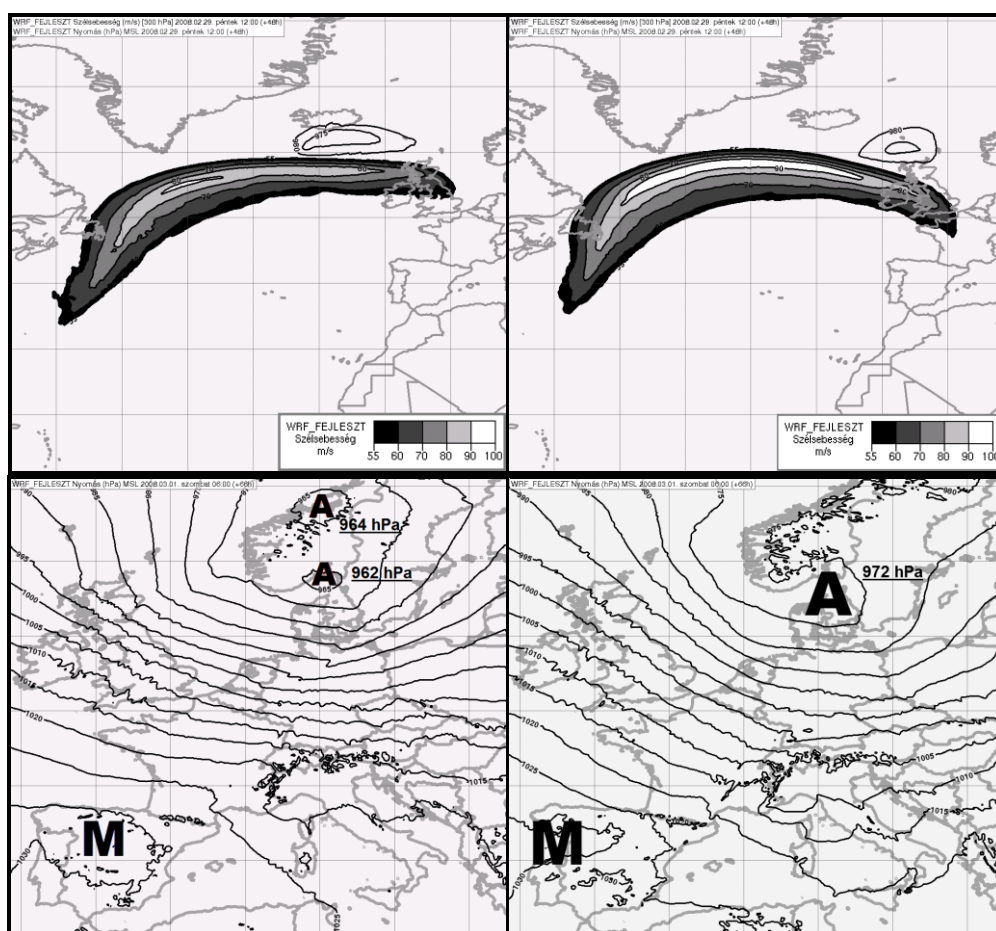
A módosított analízisből indított WRF futás az *Emma* viharciklon helyzetét 02. 28. 00 UTC-kor a referenciához hasonlóan Új-Skócia térségére prognosztizálta. A ciklon centrumának nyomása ekkor 979 hPa körül alakult. A viharciklon melegszekektorában a 850 hPa-os és 700 hPa-os szinteken a pszeudoekvivalens potenciális hőmérséklet értéke elérte a 40–48 °C-ot. A legyengített sekély ciklon fokozatosan töltődött, majd 02. 28. 06 UTC-re teljesen disszipálódott. Ennek következtében a futóáramlás intenzívebbé vált és a viharciklon a referenciánál jóval gyorsabban szelte át az Atlanti-óceánt (32. ábra). Izland déli vizei felett például már 02. 29. 03 UTC-kor vonult át. Itt jegyezzük meg, hogy ebbe a térségbe a referencia futás az *Emma* viharciklont kilenc órával későbbre várta.

A módosított futásban 02. 29. 12 UTC-kor a viharciklon már a Brit-szigetektől északra helyezkedett el, majd fokozatosan az Északi-tenger fölé helyeződött. 03. 01. 00 UTC-t követően a Skandináv-hegység hatása miatt egy újabb centrum jelent meg (31. ábra), amely 06 UTC-re 972 hPa-ra mélyült ki Dánia térségében (32. ábra).



**31. ábra.** 2008. 03. 01. 00 UTC-re vonatkozó referencia (baloldal) és módosított (jobboldal) WRF futások láthatók. Fekete vonallal 5 hPa-onként a tengerszinti légnyomás, míg színezve a 700 hPa-os  $\Theta_{se}$  mező lett ábrázolva.

A két futás eredményei alapján látható, hogy a referencia futás egy intenzívebb főciklon és egy gyorsan fejlődő frontális peremciklon kialakulását prognosztizálta, míg a módosított kezdeti mezőből indított második futás egy gyengébb intenzitású főciklont és a más fizikai folyamat hatására képződő második központ fejlődését vetítette előre (31., 32. ábra). Az elvégzett érzékenységi vizsgálat alapján elmondhatjuk, hogy a legyengített örvény hatása nemcsak a kismértékű nedvességi transzportban nyilvánult meg, hanem főleg a dinamikai folyamatokban. Ugyanis a módosított WRF futásban a disszipálódott sekély ciklon hatására az Atlanti-óceán felett elhelyezkedő jet stream intenzívebbé vált (32. ábra).



**32. ábra.** Az ábra felső részén a referencia (baloldal) és módosított (jobboldal) WRF futások 02. 29. 12 UTC-re vonatkozó előrejelzése látható. Sötétítve az 55 m/s-nál nagyobb 300 hPa-os szélességet, míg a vékony fekete vonalakkal a 980-975 hPa-os izobárok lettek ábrázolva. Az alsó ábrákon az előző két WRF futás 2008. 03. 01. 06 UTC-s előrejelzési mezeje látható. A fekete folytonos vonalak 5 hPa-onként a tengerszinti légnyomást, az A az alacsony, az M a magasnyomású területet jelölik.

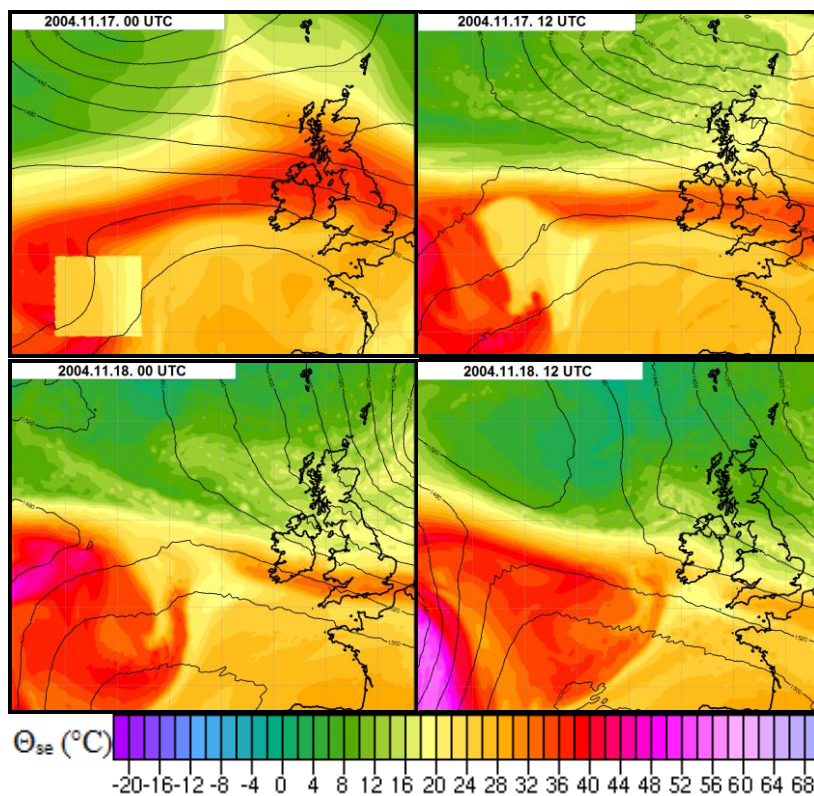


### 5.3. Quimburga viharciklon (a „tátrai vihar”)

A *Quimburga* viharciklonra vonatkozó referencia futtatás előtt – a WRF modell finomhangolása miatt – számos tesztfutást végeztünk. Ezek során kiderült, hogy az előrejelzési terület (*domain*) északi pereme túl közel helyezkedett el a ciklogenezis térségéhez: emiatt nem tudtuk eldönteni, hogy a megjelenő sekély ciklont vajon az integrálási tartomány (*domain*) belsejében zajló folyamatok idézték-e elő, vagy az északi perem hozta be. Ennek eldöntéséhez a modell teljes tartományában lecsökkentettük a nedvességet. A gyanúnk beigazolódott, mivel a *Quimburga* viharciklon a módosítás ellenére kialakult. Ezt követően a modell északi peremét körülbelül Izland térségéig kitöltük. Az újabb tesztfutásban a viharciklon már nem jelent meg.

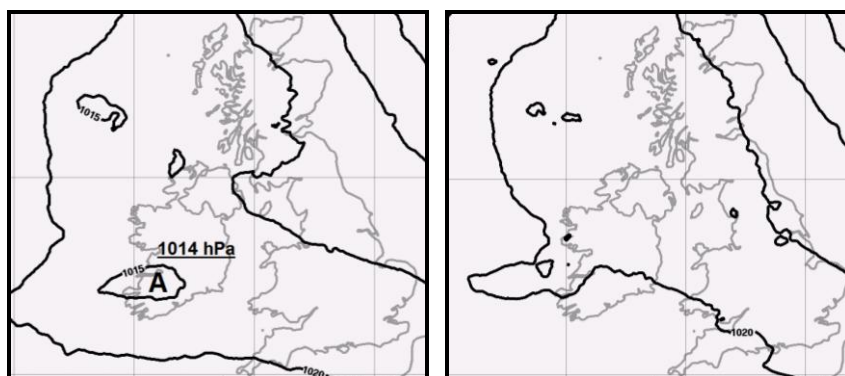
A futások során nemcsak a viharciklon megjelenését tanulmányoztuk, hanem a Sargasso-tenger felett 2004. 11. 16. 00 UTC-re kialakult *MKR*-t és a hozzákapcsolódó *MCV*-t is. Az első futások markáns konvekciót prognosztizáltak az óceán térségébe. A felszabaduló energia több kisebb cellán oszlott el, így az *MKR* és a hozzákapcsolódó *MCV* nem alakult ki. Ezért a bonyolultabb mikrofizikai sémáról áttértünk a legegyszerűbb *Kessler*-sémára. Az újabb futás visszaadta az *MCV* beépülését az észak-amerikai mérsékeltövi ciklonba. Ettől kezdődően ezt a mikrofizikai sémát használtuk a további érzékenységi vizsgálatok során is.

A perem északabbra helyezését és az egyszerűbb mikrofizikai séma alkalmazását követően a modell 72 órás előrejelzését a 2004. 11. 15. 12 UTC-s állapotból indítottuk. Habár a nagytérségű elrendeződés és az intenzív baroklin zóna helyzete az integrálás során az ECMWF mezőkkel közel megegyezett, a viharciklon mégsem alakult ki. Utólag ez az indítási idő korainak bizonyult. Emiatt az előrejelzést egy 24 és egy 36 órával későbbi időpontból (2004. 11. 16. 12 UTC és 2004. 11. 17. 00 UTC) megismételtük. A *Quimburga* viharciklon a 48 órás futásban nem, a 36 órásban viszont a vártak megfelelő időben és helyen jelent meg. Ezért a *Quimburga* viharciklonra vonatkozó érzékenységi vizsgálatot a 11. 17. 00 UTC-s analízis mezőből indított két 36 órás WRF futással végeztük el. A referencia futás a módosítatlan analízist használta, míg a másodikban (módosított) az azori anticiklon nyugati peremén elhelyezkedő szállítószalag területén ötödére csökkentettük a nedvességet (33. ábra).



33. ábra. A módosított WRF futás négy különböző időpontra vonatkozó előrejelzése látható. A vékony fekete vonallal a 850 hPa-os szint magassága, színezve a  $\Theta_{se}$  mező lett ábrázolva.

A referencia futás 2004. 11. 18. 12 UTC-re egy 1014 hPa-os sekély ciklon kialakulását vetítette előre (34. ábra). Ezzel szemben a második az alacsony nedvességtartalmú zónát a gerinc mentén a ciklogenezis térsége felé vezette (33. ábra). Emiatt a ciklon nem jelent meg (33. ábra). A kapott eredmények bizonyítják, hogy a *Quimburga* viharciklon kialakulásában a látens hő felszabadulásának és a trópusi, szubtrópusi kapcsolatnak **döntő** szerepe volt.

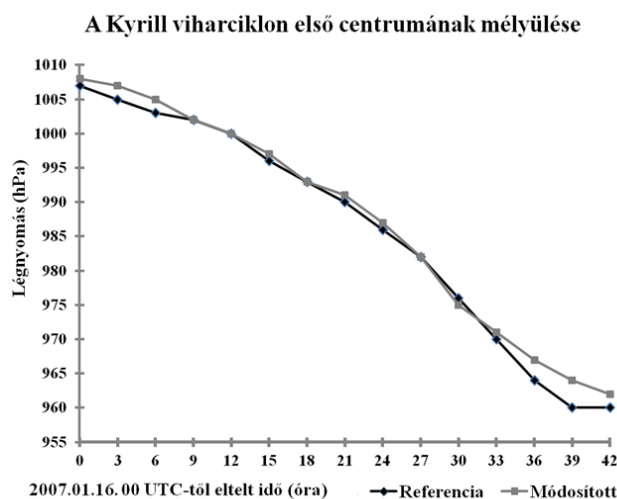


34. ábra. A referencia (baloldali) és a módosított (jobboldali) WRF futások 11. 18. 12 UTC-re vonatkozó előrejelzései. A folytonos fekete vonallal 5 hPa-onként a tengerszinti légnyomás lett feltűntetve.

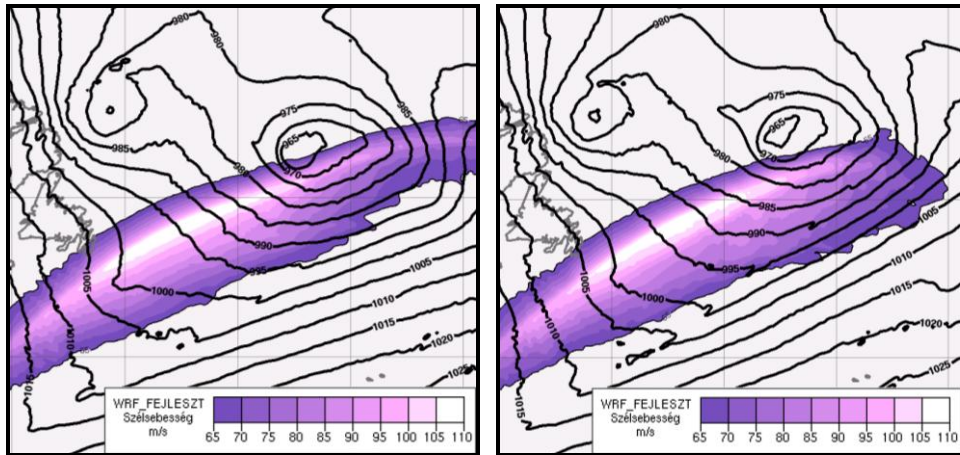
## 5.4. Kyrill viharciklon

A *Kyrill* viharciklonra vonatkozó érzékenységi vizsgálatban a ciklon előoldalán felhúzódó meleg, nedves szalag hatását elemeztük. Ehhez a rendszer melegszektorában és a melegfronti szakaszán az előző esettanulmányhoz hasonló módon csökkentettük le a légkör nedvességét. A ciklon hátoldala és központjának térségében nem avatkoztunk be. A *Kyrill* ciklon első centrumának fejlődésére két 48 órás WRF futtatást végeztünk el.

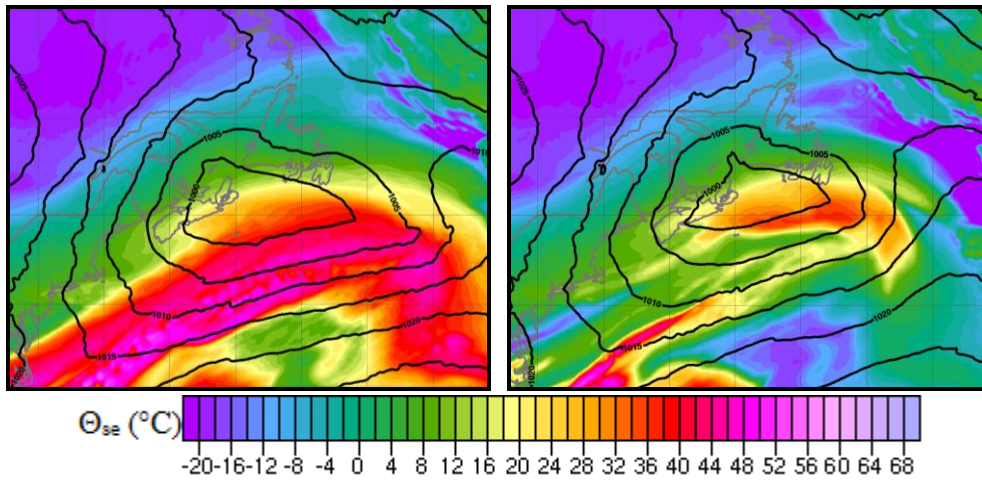
Az előrejelzésekben érdemi eltérés nem jelentkezett. A ciklon középponti nyomása 2007. 01. 17. 18 UTC-kor mindkét futásban 960–962 hPa körül alakult (35. ábra), valamint a centrum elhelyezkedésében sem lépett fel jelentős eltérés. Az előoldalon felhúzódó szállítószalag elhanyagolható módon járult hozzá a viharciklon fejlődéséhez (37. ábra). Helyette a 300 hPa-os szinten elhelyezkedő 100 m/s-ot meghaladó jet törés (*jet streak*) dominált (36. ábra).



**35. ábra.** A *Kyrill* viharciklon centrumának tengerszinti légnymás értékei láthatók a WRF referencia és a módosított futásai alapján.



**36. ábra.** A referencia (baloldal) és a módosított (jobboldal) WRF futások 01.17. 15 UTC-re vonatkozó előrejelzése. A fekete vonallal 5 hPa-onként a tengerszinti légnyomás, míg színezve a 300 hPa-os szinten uralkodó 65 m/s-ot meghaladó szélsébség lett ábrázolva.



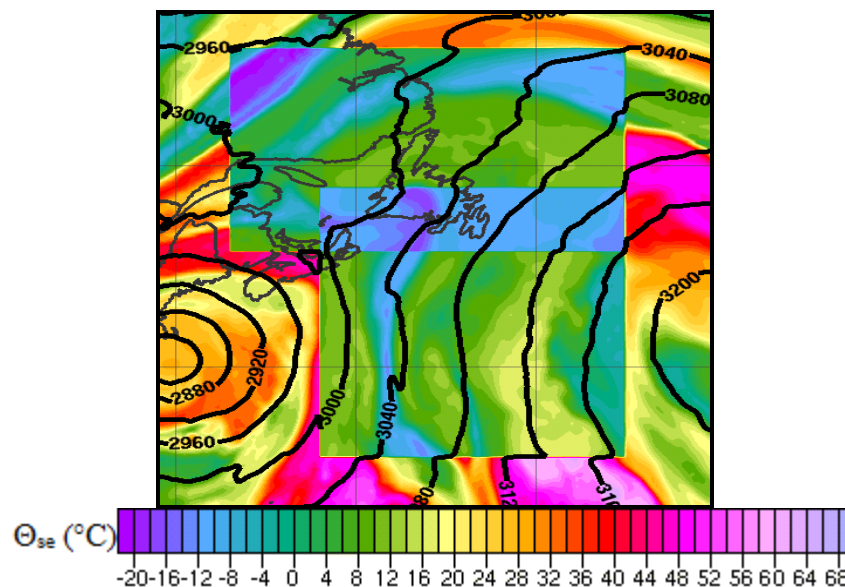
**37. ábra.** A referencia (baloldali) és a módosított (jobboldali) WRF futások 2007. 01. 06. 15 UTC-re vonatkozó előrejelzése. Folytonos fekete vonallal 5 hPa-onként a tengerszinti légnyomás, míg színezve a  $\Theta_{se}$  mező lett ábrázolva.

## 5.5. Carmen viharciklon

Az esettanulmányoknál (4.6 fejezet) utaltunk arra, hogy a *Carmen* viharciklon kialakuláshoz nagymértékben hozzájárulhatott a felhúzódó meleg, nedves szállítószalag trópusi, szubtrópusi eredete. Ezt a nedvességre vonatkozó érzékenységi vizsgálatok is igazolták.

A WRF modell két 54 órás előrejelzését a 2010. 11. 09. 00 UTC-s kezdeti mezőből indítottuk. A referencia futás az eredeti ECMWF analízis mezőket használta. Mivel kezdetben nem tudtuk eldönteni, hogy a ciklon fejlődése során a magasszintű és a diabatus folyamatok közül melyik volt a dominánsabb, ezért a második futás során a ciklon teljes környezetében ötödére csökkentettük a nedvességet (38. ábra). A *Quimburga* viharciklon WRF modellel végzett vizsgálata (5.2. fejezet) során szerzett tapasztalatok alapján a *Carmen* viharciklonnál is a *Kessler* mikrofizikai sémát alkalmaztuk.

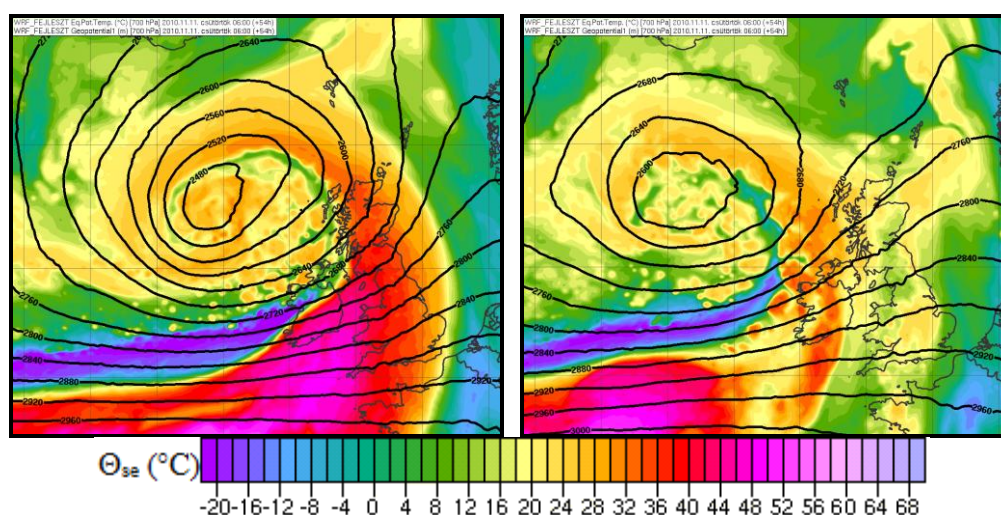
A referencia futásban a *Carmen* viharciklon 2010. 11. 09. 09 UTC-kor jelent meg egy sekély ciklonként (1006 hPa) a magasszintű rövidhullámú teknő előoldalán. A nagytérségű emelő hatások és az alacsony szinten zajló diabatus folyamatok során a sekély képződmény folyamatosan fejlődött. Az intenzív mélyülési szakasza 21 UTC-től vette kezdetét. A centrum nyomása 24 óra alatt 994 hPa-ról 956 hPa-ra zuhant, miközben a markáns jet törés (*jet streak*) baloldali kilépő oldalára helyeződött. A viharciklon középpontja a legmélyebb állapotot 2010. 11. 11. 06 UTC-kor érte el (950 hPa).



**35. ábra.** A módosított WRF futás 11.09. 00 UTC-s kezdeti mezeje látható. Folytonos vastag vonallal 40 m-enként a 700 hPa-os szint magassága, míg színezve a 700 hPa-os  $\Theta_{se}$  mező lett ábrázolva.

A WRF referencia futásában azonosítani lehetett a felhúzódó meleg, nedves szállítószalag trópusi, szubtrópusi eredetét. Ugyanis a kialakuló viharciklon felett a 700 hPa-os és 850 hPa-os szinteken a pseudoekvivalens potenciális hőmérséklet ( $\Theta_{se}$ ) értéke magas volt (50–54 °C), sőt a szállítószalag délebbi részén elérte a 60–64 °C-ot is. A beavatkozás során (37. ábra) a ciklon környezetében jóval alacsonyabb (0–8 °C) pseudoekvipotenciális hőmérsékleti értékek fordultak elő.

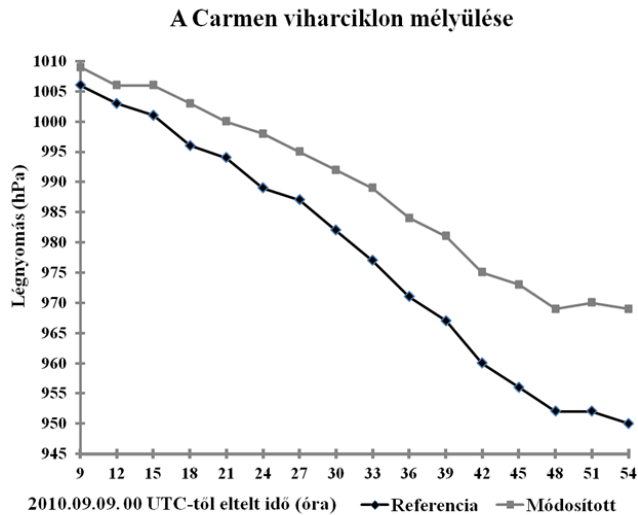
A referencia futásban 2010. 11. 11. 00–06 UTC között a Brit-szigetek felett elhelyezkedő szállítószalagban továbbra is magas  $\Theta_{se}$  értékeket (52–56 °C) azonosítottunk. Ezzel szemben a második futásban a beavatkozást követően a viharciklon melegszeletében Írország környezetében jóval alacsonyabb  $\Theta_{se}$  értékű meleg, nedves szállítószalag (32–36 °C) helyezkedett el (39. ábra).



39. ábra. A referencia (baloldal) és módosított (jobboldal) WRF futások 11. 11. 06 UTC-re vonatkozó előrejelzése. A fekete vonallal a 700 hPa-os szint magassága, míg színezve a  $\Theta_{se}$  mező lett jelölve.

A módosított futtatásban a referenciához hasonlóan 2010. 11. 09. 09 UTC-kor jelent meg a *Carmen* viharciklon. Ekkor a centrum légnyomása 1009 hPa körül mozgott, majd 21 UTC-re a korábban említett magasszintű rövidhullámú teknő előoldalán zajló melegadvekciónak és a pozitív örvényességi advekciónak köszönhetően a beavatkozástól függetlenül 1000 hPa-ra mélyült.

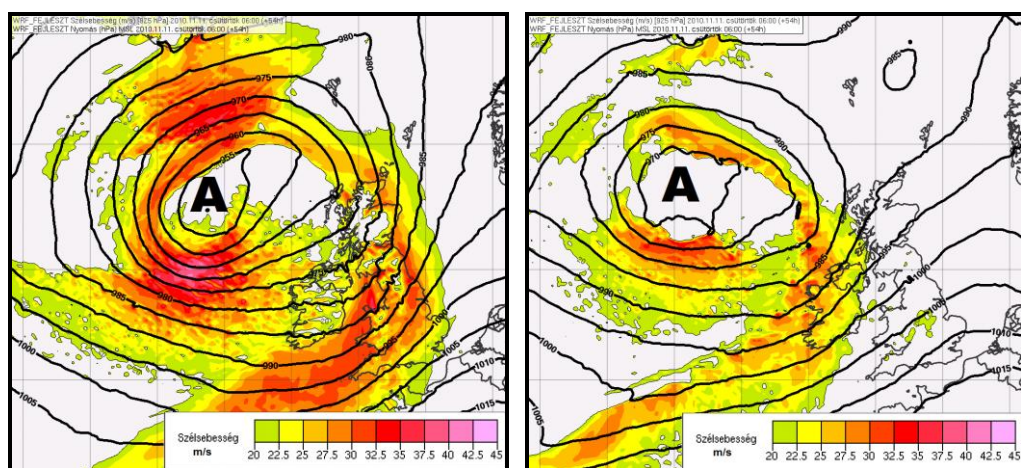
Az intenzív mélyülés 2010. 11. 10. 06 UTC-től kezdődött, melyet a korábban említett jet törés (*jet streak*) baloldali kilépő oldala vezérelt. A középpont nyomása 12 óra alatt 17 hPa-t csökkent. A referencia futás ezen időtartamra közel 22 hPa-os süllyedést mutatott. A csökkentett nedvességtartalmú előrejelzésben a viharciklon a legmélyebb állapotát 2010. 11. 11. 00–06 UTC között érte el. Ekkor a ciklon centrumában a légnyomás értéke 969 hPa körül alakult. Ez közel 17–19 hPa-lal magasabb, mint az első futásban (40. ábra).



**40. ábra.** A Carmen viharciklon centrumának légnymása a WRF referencia és a módosított futásai alapján.

Jól látható, hogy a módosított esetben a viharciklon fejlődését a jet törés (*jet streak*) baloldali kilépő zónája és a kimélyülő magasszintű rövidhullámú teknő vezérelte.

A referencia futásban a ciklon centrumának térségében a nyomási gradiens értéke másfélszer nagyobb volt, mint a csökkentett nedvességtartalmú kezdeti mezőből indított második futás esetében. Ez a különbség a 925 hPa-os szélmezőben is megnyilvánult. A referencia futásban a szél sebessége a ciklon középpontjától dél-délnyugatra meghaladta a 40 m/s-ot, míg az előoldalon elhelyezkedő Bristol-csatornán a 32–35 m/s-ot. Ezzel szemben a második futásban a ciklon centrumának déli részén alig érte el a 30–32 m/s-ot, valamint a hidegfront előtt a 27–30 m/s-ot (*41. ábra*).



**41. ábra.** A referencia (baloldali) és módosított (jobboldali) WRF futások 2011. 11. 11. 06 UTC-re vonatkozó előrejelzései láthatók. Folytonos fekete vonallal 5 hPa-onként a tengerszinti légnymás, míg színeze a 925 hPa-os szélsébség lett ábrázolva.

## 6. Eredmények összefoglalása

Az esettanulmányok során nyolc viharciklont mutattunk be, melyeket *Lim és Simmonds (2002)* az  $NDRC$  paramétere alapján csoportosítottunk (6.1. Táblázat). Az általunk megfigyelt esetek közül négy az erős ( $1,8 < NDRC$ ), és négy a közepes erősségű ( $1,3 \leq NDRC < 1,8$ ) viharciklonok osztályába tartozott. A 12 óra alatt bekövetkező legnagyobb fejlődést a *Carmen* viharciklon esetén figyeltük meg, ahol az ECMWF analízisek alapján a centrum légnyomása közel 26 hPa-t, egy hat órás intervallumban 15 hPa-t zuhant.

Viharciklon	NDRC	Csoportosítás
<i>Carmen</i> (2010. 11. 09–11.)	2,23	erős
<i>Lothar</i> (1999. 12. 24–26.)	2,21	erős
<i>Xaver</i> (2011. 11. 24–25.)	2,04	erős
<i>Kyrill</i> (2007. 01. 16–17.)	1,88	erős
<i>Emma</i> (2008. 02. 29–03. 01.)	1,78	közepes
<i>Xynthia</i> (2010. 02. 26–28.)	1,76	közepes
<i>Joachim</i> (2011. 12. 15–16.)	1,52	közepes
<i>Quimburga</i> (2004. 11. 18–20.)	1,48	közepes

6.1. Táblázat. Az általunk vizsgált ciklonok csoportosítása a 12 órára vonatkozó  $NDRC$  index alapján,  $NDRC = [\Delta p / 24 \text{ hPa}] \cdot [\sin 60^\circ / |\sin \phi|]$ . A sorrendet az  $NDRC$  paraméter növekvő értékei határozták meg.

A vizsgálat során a viharciklonokat kialakulásuk szempontjából két osztályba soroltuk *Petterssen és Smebye (1971)* nyomán (6.2. Táblázat). Az **A** típusú viharciklont az intenzív baroklin zónában az alacsonyszintű folyamatok indukálják, pl. *diabatus Rossby-hullám*, vagy a hosszú-életű *MCV*. A szubtrópikusok felé közeledve a frontális ciklonok kialakulásában egyre inkább nagyobb szerepet tölt be a konvekció és a trópusi, szubtrópusi kapcsolat (*interakció*).

Ezzel szemben, a **B** típusú ciklogenezis során a magasszintű pozitív potenciális örvényességi anomália hatása dominál. Ekkor a felső-troposzférában egy már meglévő rövidhullámú teknő sodródik az alacsonyszintű melegadvekcións térség fölé. A teknő előoldalán nagytérségű, rendezett (*nem konvektív jellegű*) vertikális mozgások alakulnak ki, melyek az alacsonyabb szinteken egy sekély ciklont hoznak létre.

A nyolc viharciklon esettanulmánya alapján megállapítható, hogy az intenzív mélyülési fázis a keletkezési módtól függetlenül mindig akkor következett be, amikor a ciklon



térsége a jet törés (*jet streak*) jobboldali belépő, vagy a baloldali kilépő oldalára került. Ennek az a magyarázata, hogy az előbbi zónákban az ageosztrofikus hatások miatt a magasabb szinteken divergens terület helyezkedett el, ami az alacsonyabb szinteken konvergenciát generált. Ennek következtében erősebbé vált a nagytérségű rendezett feláramlás és a ciklon centrumában lecsökkent a légnyomás. Természetesen, ha a ciklon környezetében nagymennyiségű látens hőfelszabadulás is bekövetkezett, akkor az intenzívebbé vált és jobban kimélyült (pl. *Carmen* viharciklon).

Viharciklon	Típus
<i>Carmen</i>	A
<i>Emma</i>	B
<i>Joachim</i>	A
<i>Kyryll</i>	B
<i>Lothar</i>	A
<i>Quimburga</i>	A
<i>Xaver</i>	A
<i>Xynthia</i>	A

6.2. Táblázat. Az általunk tanulmányozott viharciklonok kialakulásának osztályozása Petterssen és Smebye (1971) alapján.

Az analízisek szerint nyolcból hét viharciklon esetében megfigyeltük, hogy a magasszintű, valamint az alacsonyszintű pozitív PV anomália egyesülése után kiépült az ún. *PV-torony* (Wernli et al., 2002). Ilyen esetekben a sztratoszférikus eredetű levegő benyomulhat a felső-troposzférába, de extrém körülmények között, mint pl. a *Xaver* viharciklon esetében, a közép-troposzféra tartományába (~4-5 km) is lejuthat. Ezek az eredmények nagy egyezést mutattak Uccellini (1985, 1986) és Wernli et al. (2002) korábbi megfigyeléseivel.

Viharciklon	MNSZ eredete
<i>Carmen</i>	Sargasso-tenger
<i>Emma</i>	Mexikói-öböl
<i>Joachim</i>	Sargasso-tenger
<i>Kyryll</i>	Mexikói-öböl
<i>Lothar</i>	Mexikói-öböl
<i>Quimburga</i>	Azori-szigetek
<i>Xaver</i>	Sargasso-tenger
<i>Xynthia</i>	Sargasso-tenger

6.3. Táblázat. A ciklonok előoldalára felhúzódo szállítószalag (MNSZ) eredete az ECMWF alapján.

A viharciklonok tanulmányozásakor nagy hangsúlyt fektettünk a szubtrópusi, trópusi kapcsolat azonosítására. Az ECMWF analízisek alapján kimutatható, hogy eseteinkben a ciklon előoldalára felhúzó meleg, nedves szállítószalag szubtrópusi, trópusi eredetű légtömeget tartalmazott (6.3. Táblázat). Erről a potenciális örvényesség vertikális metszetein és a pszedoekvivalens potenciális hőmérsékleten keresztül győződünk meg. A vertikális metszeten láthatóvá váltak a PV anomáliák. Az alacsonyabb szintű (925–800 hPa) pozitív PV anomáliát nagy valószínűséggel a diabatus folyamatok (látens hőfelszabadulás) generálták. Ennek értékei elérték a 2-3 PVU-t, sőt a *Xaver* viharciklonnál a 6 PVU-t is.

A szubtrópusi, trópusi kapcsolat hatásait a nedvességre vonatkozó érzékenységi vizsgálatokon keresztül tanulmányoztuk, melyhez a korábbi nyolc eset közül az *Emma*, a *Quimburga*, a *Carmen* és a *Kyrill* viharciklonokat választottuk. A numerikus kísérletek elvégzése idején a WRF nem hidrosztatikus modellt alkalmaztuk. A vizsgálatok során a modell kezdeti mezejét kétféle módon módosítottuk. Az *Emma* viharciklon esetében az Atlanti-óceán felett elhelyezkedő sekély ciklont gyengítettük, míg a másik három esetben a légkör nedvességtartalmát ötödére csökkentettük le a viharciklonok környezetében.

A diabatus folyamatok gyengítését követően az *Emma*, a *Quimburga* és a *Carmen* viharciklon intenzitásában jelentős csökkenést tapasztaltunk. Ezek az eredmények összhangban vannak *Reed et al. (1992)* és *Huo et al. (1995)* megállapításaival. Azonban a *Kyrill* viharciklon az előoldalon elvégzett módosítás ellenére rezisztens maradt, azaz nem gyengült.

Az érzékenységi vizsgálatok és az esettanulmányok alapján megállapítottuk, hogy vannak olyan esetek, amikor a viharciklonokat a szubtrópusi, trópusi interakció és a magasszintű folyamatok (pl. rövidhullámú teknő kimélyülése, intenzív jet törés (*jet streak*), magasszintű PV anomália) együttes kölcsönhatása eredményezi. Azonban, ahogy a *Kyrill* viharciklon és a *Carmen* módosított futása esetén bemutattuk, a Rossby-övben meghatározó baroklin folyamatok önmagukban is képesek viharciklont generálni.

Vizsgálataink során észrevettük, hogy az Atlanti-óceán északi részén és a Sargassotenger térségében az október–december közti időszakban megjelenő viharciklonok kialakulásában a trópusi, szubtrópusi konvektív rendszerek (*MKR*) gyaníthatóan nagy szerepet tölthetnek be a szubtrópusi, trópusi kapcsolaton keresztül. *Cordeira és Bosart (2011)* hasonló jelenségről számolt be. Jövőbeli terveink között szerepel a baroklinitás numerikus csökkentése, a jetek gyengítése, valamint a mediterrán térségben kialakuló viharciklonok tanulmányozása.

## **7. Köszönetnyilvánítás**

Köszönöm témavezetőimnek Dr. Horváth Ákosnak és Nagy Attilának a kitartó munkáját és pótolhatatlan útmutatását. Külön köszönöm Nagy Attilának a programozásban és a WRF modell futtatásaiban nyújtott segítségét. Köszönettel tartozom továbbá: Dr. Weidinger Tamás tanszéki konzulensemnek fontos tanácsaiért és meglátásaiért, valamint az Országos Meteorológiai Szolgálatnak és a Siófoki Viharjelző Obszervatóriumnak a számítástechnikai háttér biztosításáért.

A kutatás az Európai Unió támogatásával és az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával a TÁMOP 4.2.1./B-09/1/KMR-2010-0003 program keretében folyt.

## Függelék

A következőkben *Davis és Emanuel (1991)* PV-inverzós eljárását mutatjuk be. Kiindulási egyenleteink a potenciális örvényesség *Ertel (1942)* definíciója és *Charney (1955)* nemlineáris balansz egyenlete, melyet az áramfüggvények segítségével a szférikus rendszerben írunk fel, miközben felhasználjuk a hidrosztatikus közelítést, valamint a vertikális koordinátának használt Exner-függvényt:

$$\nabla^2 \Phi = \nabla \cdot (f \nabla \Psi) + \frac{2}{a^4 \cos^2 \phi} \underbrace{\frac{\partial(\partial \Psi / \partial \lambda, \partial \Psi / \partial \phi)}{\partial(\lambda, \phi)}}_{\text{Jacobi-det.}}, \quad (\text{A.1.})$$

$$q = \frac{g \kappa \pi}{p} \left[ (f + \nabla^2 \Psi) \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \pi^2} - \frac{1}{a^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial \lambda \partial \pi} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \lambda \partial \pi} - \frac{1}{a^2} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial \phi \partial \pi} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \phi \partial \pi} \right]. \quad (\text{A.2.})$$

ahol  $q$  a potenciális örvényesség,  $\Phi$  a geopotenciál,  $\Psi$  az áramfüggvény ( $\underline{v}_\Psi = \underline{k} \times \nabla \Psi$ ),  $f$  a Coriolis paraméter ( $f = 2\Omega \sin \phi$ ),  $\lambda$  a földrajzi hosszúság,  $\phi$  a földrajzi szélesség, a Föld átlagos sugara  $a$  (6370 km),  $\pi$  az Exner-függvény ( $\pi = c_p (p/p_0)^\kappa$ ,  $\kappa = R_d/c_p$ ),  $\eta$  az abszolút örvényesség vertikális komponense. A szférikus rendszerbeli horizontális nabla operátor alakja (*Práger, 1982*):  $\nabla_H = ((1/a \cos \phi)(\partial/\partial \lambda), (1/a)(\partial/\partial \phi))$ .

### Peremfeltételek

A beavatkozási térség oldalsó peremfeltételét a mért geopotenciál mező szolgáltatja, valamint az alsó és felső tartományán a  $\partial \Phi / \partial \pi = -\Theta$  kapcsolat biztosította. Továbbá megköveteljük, hogy a  $\Psi$  áramfüggvény gradiense illeszkedjen a peremen levő szélvektor normális komponensére, azaz:

$$\frac{\partial \Psi}{\partial s} = -\underline{v} \cdot \underline{n} + \frac{\oint \underline{v} \cdot \underline{n} dl}{\oint dl}, \quad (\text{A.3.})$$

ahol  $\underline{n}$  a kifelé mutató normálvektor,  $s$  pedig párhuzamos a peremmel. A körüljárás iránya megegyezik az óramutató járásával. A kifejezés (A.3) jobboldalának utolsó tagjából levonódik a beavatkozási térség nettó divergenciája, aminek következtében a perem mentén zajló integrálás során a  $\partial \Psi / \partial s$  eltűnik.

### Perturbációk előállítása

A PV-inverzió során a kis perturbációk módszere standard eljárását alkalmazzuk, melyhez szükséges a  $q$ ,  $\Phi$ ,  $\Psi$ ,  $\Theta$  mezők átlagának előállítása. Ezt *Davis és Emanuel (1991)*, *Huo et al. (1998)* egy több napra vonatkozó időbeli átlag meghatározásával végezte el. A kapott átlagos  $q$  és a peremen levő  $\Theta$  értékek segítségével az átlagos alapáramlás invertálható. A perturbációk alakját (A.4-7) egyenletek tartalmazzák:

$$q(\lambda, \phi, \pi, t) = \bar{q}(\lambda, \phi, \pi) + q'(\lambda, \phi, \pi, t); \quad (\text{A.4})$$

$$\Phi(\lambda, \phi, \pi, t) = \bar{\Phi}(\lambda, \phi, \pi) + \Phi'(\lambda, \phi, \pi, t); \quad (\text{A.5})$$

$$\Psi(\lambda, \phi, \pi, t) = \bar{\Psi}(\lambda, \phi, \pi) + \Psi'(\lambda, \phi, \pi, t); \quad (\text{A.6})$$

$$\Theta(\lambda, \phi, \pi, t) = \bar{\Theta}(\lambda, \phi, \pi) + \Theta'(\lambda, \phi, \pi, t). \quad (\text{A.7})$$

*Davis és Emanuel (1991)* bemutatta egy kéttagú szorzatból álló fizikai mennyiség perturbációjának előállítását. Legyen egy  $Q(t)$  fizikai mennyiség, ami előáll az  $A(t)$  és  $B(t)$  változók szorzataként. Ekkor a  $Q'(t)$  perturbáció előállítható a következő alakban, ahol felülvonással az időbeli átlagot, vesszővel a perturbációt jelöltük:

$$Q'(t) = \bar{A}B'(t) + \bar{B}A'(t) + A'(t)B'(t). \quad (\text{A.8})$$

A  $Q'$ ,  $A'$ ,  $B'$  perturbációkat  $N$  darab részre célszerű osztani úgy, hogy az alábbi feltételek teljesüljenek:

$$Q'(t) = \sum_{n=1}^N Q_n, \quad A'(t) = \sum_{n=1}^N A_n, \quad B'(t) = \sum_{n=1}^N B_n, \quad (\text{A.9})$$

melyeket az (A.8) összefüggésbe helyettesítünk. A kapott formulában egy lineáris közelítés és a hozzáadandó perturbációs tagok keresztszorzatai állnak:

$$Q'(t) = \sum_{n=1}^N Q_n = \bar{A} \sum_{n=1}^N B_n + \bar{B} \sum_{n=1}^N A_n + A_1 B_1 + A_1 B_2 + A_2 B_1 + \dots + A_N B_N. \quad (\text{A.10})$$

A fenti összefüggés felhasználásával az  $N$ -nel normált  $Q_n$  perturbáció alakját a következő módon határozhatjuk meg:

$$Q_n = \left( \bar{A} + \frac{1}{2} \sum_{n=1}^N A_n \right) B_n + \left( \bar{B} + \frac{1}{2} \sum_{n=1}^N B_n \right) A_n. \quad (\text{A.11})$$

A (A.11) összefüggést alkalmazzuk a (3.1) és (3.3) egyenletekre, valamint az (A.4-A.7) formulákat helyettesítsük be! Ezt követően a perturbációkra az alábbi lineáris differenciál egyenletrendszer adódik:

$$\nabla^2 \Phi_n = \nabla \cdot (f \nabla \Psi_n) + \frac{2}{a^4 \cos^2 \phi} \left( \frac{\partial^2 \Psi^*}{\partial \lambda^2} \frac{\partial^2 \Psi_n}{\partial \phi^2} + \frac{\partial^2 \Psi^*}{\partial \phi^2} \frac{\partial^2 \Psi_n}{\partial \lambda^2} - 2 \frac{\partial^2 \Psi^*}{\partial \lambda \partial \phi} \frac{\partial^2 \Psi_n}{\partial \lambda \partial \phi} \right), \quad (\text{A.12})$$

$$q_n = \frac{g \kappa \pi}{p} \left[ (f + \nabla^2 \Psi^*) \frac{\partial^2 \Phi_n}{\partial \pi^2} + \frac{\partial^2 \Phi^*}{\partial \pi^2} \nabla^2 \Psi_n - \frac{1}{a^2 \cos^2 \phi} \left( \frac{\partial^2 \Psi^*}{\partial \lambda \partial \pi} \frac{\partial^2 \Phi_n}{\partial \lambda \partial \pi} + \frac{\partial^2 \Phi^*}{\partial \lambda \partial \pi} \frac{\partial^2 \Psi_n}{\partial \lambda \partial \pi} \right) - \frac{1}{a^2} \left( \frac{\partial^2 \Psi^*}{\partial \phi \partial \pi} \frac{\partial^2 \Phi_n}{\partial \phi \partial \pi} + \frac{\partial^2 \Phi^*}{\partial \phi \partial \pi} \frac{\partial^2 \Psi_n}{\partial \phi \partial \pi} \right) \right], \quad (\text{A.13})$$

ahol  $[ ]^* = [ ] + \sum_{n=1}^N [ ]_n$ . A felső és alsó határfeltételeket *Davis és Emanuel (1991)* a  $\pi = \pi_T$  és  $\pi = \pi_0$  szintekre vonatkozóan a  $(\partial \Phi_n / \partial \pi) = \Theta_n$  választotta. Az iterációs eljárás elindításához a kapott  $\Psi', \Phi', q', \Theta'$ -re vonatkozó kifejezéseket helyettesítsük be (A.1) és (A.2) összefüggésbe.

#### Dimenziótlanítás

Az előállt linearizált perturbációs egyenleteket célszerű az iterációs eljárás alkalmazása előtt dimenziótlanítani. Ennek során a következő összefüggéseket használjuk fel:

$$\Psi = \frac{S \Pi^2}{F} \tilde{\Psi}, \quad (\text{A.14})$$

$$\Phi = S \Pi^2 \tilde{\Phi}, \quad (\text{A.15})$$

$$q = \frac{S F g \kappa p}{p_0} \left( \frac{p}{p_0} \right)^{\kappa-1} \tilde{q}, \quad (\text{A.16})$$

ahol  $S = -\partial \Theta / \partial \pi$ ,  $F = 2\Omega$  ( $\Omega = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ),  $\Pi$  a karakterisztikus vertikális skálát jelöli. A dimenziótlanítást horizontális irányban is szükséges elvégezni:

$$\frac{1}{a} \left( \frac{\partial}{\partial \lambda}, \frac{\partial}{\partial \phi} \right) = \frac{1}{L} \left( \frac{\partial}{\partial \tilde{\lambda}}, \frac{\partial}{\partial \tilde{\phi}} \right), \quad (\text{A.17})$$

melyben a Föld átlagos sugarát  $a$ -val, a deformációs sugarat  $L$ -lel ( $L = S \Pi^2 / F^2$ ), a dimenziótlanított mennyiségeket pedig hullámmal jelöltük. A (A.14-16) és az (A.17)

kifejezéseket felhasználva az (A.1) és (A.2) egyenletek dimenziótlantított formája a következőképpen áll elő:

$$\nabla^2 \tilde{\Phi} = \sin\phi \nabla^2 \tilde{\Psi} + \frac{L}{a} \cos\phi \frac{\partial \tilde{\Psi}}{\partial \tilde{\phi}} + \frac{2}{\cos^2\phi} \frac{\partial(\partial \tilde{\Psi} / \partial \tilde{\lambda}, \partial \tilde{\Psi} / \partial \tilde{\phi})}{\partial(\tilde{\lambda}, \tilde{\phi})}, \quad (\text{A.18})$$

$$\tilde{q} = (\sin\phi + \nabla^2 \tilde{\Psi}) \frac{\partial^2 \tilde{\Phi}}{\partial \pi^2} - \frac{1}{\cos^2\phi} \frac{\partial^2 \tilde{\Psi}}{\partial \tilde{\lambda} \partial \pi} \frac{\partial^2 \tilde{\Phi}}{\partial \tilde{\lambda} \partial \pi} - \frac{\partial^2 \tilde{\Psi}}{\partial \tilde{\phi} \partial \pi} \frac{\partial^2 \tilde{\Phi}}{\partial \tilde{\phi} \partial \pi}. \quad (\text{A.19})$$

### Az iterációs eljárás

Az (A.18) és (A.19) egyenletek egy parciális differenciál egyenletrendszert alkotnak, amit a következő módon oldhatunk meg *Davis és Emanuel (1991)* nyomán. Állítsuk elő az előbbi két egyenlet (A.18, A.19) összegét (C) és különbségét (D):

$$\begin{aligned} \left[ \sin\phi + \frac{\partial^2 \tilde{\Phi}^{(\nu)}}{\partial \pi^2} \right] \nabla^2 \tilde{\Psi}^{(\nu+1)} &= \quad (\text{C}) \\ &= \tilde{q} + \nabla^2 \tilde{\Phi}^{(\nu)} - \sin\phi \frac{\partial^2 \tilde{\Phi}^{(\nu)}}{\partial \pi^2} - N_2 [\tilde{\Psi}^{(\nu)}, \tilde{\Phi}^{(\nu)}] - N_1 [\tilde{\Psi}^{(\nu)}] \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \nabla^2 \tilde{\Phi}^{(\nu+1)} + \left[ \sin\phi + \nabla^2 \tilde{\Psi}^{(\nu+1)} \right] \frac{\partial^2 \tilde{\Phi}^{(\nu+1)}}{\partial \pi^2} &= \quad (\text{D}) \\ &= \tilde{q} + \sin\phi \nabla^2 \tilde{\Psi}^{(\nu+1)} - N_2 [\tilde{\Psi}^{(\nu+1)}, \tilde{\Phi}^{(\nu)}] + N_1 [\tilde{\Psi}^{(\nu+1)}] \end{aligned}$$

ahol  $\nu$ -vel az iterációs lépésszámot,  $N_1$  és  $N_2$  az (A, B) egyenletek jobboldalainak utolsó két tagját jelöltük. Ezt a differenciál egyenletrendszert egy iteratív eljárásen keresztül oldhatjuk meg.

Első lépésben a (C) kifejezésből határozzuk meg a  $\Psi^{(\nu+1)}$ -et, amit a (D) kifejezésbe helyettesítünk. Az előállt  $\Phi^{(\nu+1)}$  értékét ismét visszahelyezzük a (C) egyenletbe. Az iterálást addig folytatjuk, amíg a dimenziós áramfüggvény és a geopotenciál két iterációs lépés közti különbsége külön-külön el nem éri az  $1\text{m}^2\text{s}^{-2}$  és  $10^4\text{m}^2\text{s}^{-1}$ -ot. Az eljárás konvergenciája bizonyos esetekben nem mindig teljesült, ezért *Davis és Emanuel (1991)* a *SOR (Successive Overrelaxtion)* módszer alkalmazásához folyamadt.

## Irodalomjegyzék

- Bjerknes, J., 1919: On the structure of moving cyclones. *Geofysiske Publikasjoner*, **1**, No. **1**, 1–8.
- Bjerknes, J., Solberg, H., 1922: Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation. *Geofysiske Publikasjoner*, **3**, No. **1**, 1–18.
- Boettcher, M., Wernli, H., 2011: Life cycle study of a diabatic Rossby wave as a precursor to rapid cyclogenesis in the North Atlantic – dynamics and forecast performance. *Monthly Weather Review*, Volume **139**, 1861–1878.
- Bosart, L.F., 1981: The Presidents' day snowstorm of 18-19 February 1979: a subsynoptic-scale event. *Monthly Weather Review*, Volume **109**, 1542–1566.
- Branick, M.L., Vitale, F., Lai, C.C., Bosart, L.F., 1988: The synoptic and subsynoptic structure of long-lived severe convective system. *Monthly Weather Review*, Volume **116**, 1335–1370.
- Browning, K.A., 1986: Conceptual models of precipitation systems. *Weather and Forecasting*, Volume **1**, 23–41.
- Buizza, R., Hollingsworth, A., 2000: Severe weather prediction using the ECMWF EPS: The European storms of December 1999. *ECMWF Newsletter*, No **89**, Winter 2000/01, 2–12.
- Carlson, T.N., 1980: Airflow through midlatitude cyclones and comma cloud pattern. *Monthly Weather Review*, Volume **108**, 1498–1509.
- Charney, J., 1955: The use of primitive equations of motion in numerical prediction. *Tellus* **7**, 22–26.
- Cordeira, J.M., Bosart, L.F., 2011: Cycle interactions and evolutions during the „Perfect Storms” of late October and early November 1991. *Monthly Weather Review*, Volume **139**, 1683–1707.
- Davis, C.A., Emanuel, K.A., 1991: Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis. *Monthly Weather Review*, Volume **119**, 1929–1953.



- Deveson, A.C.L., Browning, K.A., Hewson, T.D., 2002: A classification of FASTEX cyclones using a height-attributable quasi-geostrophic vertical-motion diagnostic. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **128**, pp. 93–117.
- Durrán, D.R., Snellman, 1987: The diagnosis of synoptic-scale vertical motion in an operational environment. *Weather and Forecasting*, Volume **2**, 17–31.
- Ertel, H., 1942: Ein neuer hydrodynamischer Wirbelsatz. *Meteorologische Zeitschrift*, **59**, 277–281.
- EQE International LTD: Summary report: The European storms Lothar and Martin, December 26-28, 1999.
- Ferguson, E.W., Ostby, F.P., Leftwich, P.W.Jr., Hales, J.E. Jr., 1986: The tornado season of 1984. *Monthly Weather Review*, Volume **114**, 624–635.
- Fink, A.H., Brücher, T., Ermert, V., Krüger, A., Pinto, J.G., 2009: The European storm Kyrill in January 2007: Synoptic evolution, meteorological impacts and some considerations with respect to climate change. *Natural Hazards Earth System Sciences*, **9**, 405–423.
- Galarneau, T.J. Jr., Bosart, L.F., Davis, C.A., McTaggart-Cowan, R., 2009: Baroclinic transition of a long-lived mesoscale convective vortex. *Monthly Weather Review*, Volume **137**, 562–584.
- Galarneau, T.J. Jr., Davis, C.A., 2009: The vertical structure of mesoscale convective vortices. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Volume **66**, 686–704.
- Geleyn, J.-F., Banciu, D., Bellus, M., Khatib, R.E., Moll, P., Saez, P., Thépaut, J.-N., 2001: The operational 4D-VAR data assimilation system of Meteo-France: Specific characteristics and behaviour in the special case of the 99 Xmas storms over France. *18th Conference on weather Analysis and Forecasting and 14th Conference on Numerical Weather Prediction*, Session 1.
- Geresdi I., 2004: Felhőfizika. *Dialóg Campus Kiadó*, 1–272. oldal.
- Götz G. és Rákóczi F., 1981: A dinamikus meteorológia alapjai, *Egyetemi tankönyv*, Tankönyvkiadó, Budapest.

- Gyakum, J.R., 1983a: On the evolution of the QE II storm. I: Synoptic aspects. *Monthly Weather Review*, Volume **111**, No. **6**, 1137–1155.
- Gyakum, J.R., 1983b: On the evolution of the QE II storm. II: Dynamic and thermodynamic structure. *Monthly Weather Review*, Volume **111**, 1156–1173.
- Gyakum, J.R., Barker, E.S., 1988: A case study of explosive subsynoptic-scale cyclogenesis. *Monthly Weather Review*, Volume **116**, 2225–2253.
- Harnett, E., 2011: The NetCDF tutorial. *Unidata Program Center*, pp 1–132.
- Holton, J.R., 2004: An introduction to dynamic meteorology. 4th ed, *Elsevier Academic Press*, pp. 1–535.
- Horváth, Á., 2004: Ítéletidő tombolt novemberben. *OMSZ esettanulmány*. Internetes forrás: [owww.met.hu/pages/vihar20041119.html](http://owww.met.hu/pages/vihar20041119.html) .
- Horváth, Á., Fodor, Z., Kolláth, K., Darányi, M., 2008: EMMA: Egy télvégi viharciklon Európában. *Léggör*, **53**. évfolyam, 2. szám, 2–5.
- Hoskins, B.J., Bretherton, F.P., 1972: Atmospheric frontogenesis models: Mathematical formulation and solution. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Volume **29**, 11–37.
- Hoskins, B.J., Draghici, I., Davies, H.C., 1978: A new look at  $\omega$ -equation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **104**, 31–38.
- Hoskins, B.J., McIntyre, M.E., Robertson, A.W., 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **111**, pp. 877–946.
- Hoskins, B.J., Pedder, M.A., 1980: The diagnosis of middle latitude synoptic development. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **106**, pp. 707–719.
- Hoskins, B.J., Sanders, F., 1990: An easy method for estimation of Q-vectors from weather maps. *Weather and Forecasting*, Volume **5**, 346–353.
- Hoskins, B.J., Thorncroft, C.D., 1990: Frontal cyclogenesis. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Volume **47**, No. **19**., 2317–2336.

- Hoskins, B.J., West, N.V., 1979: Baroclinic waves and frontogenesis. Part II: Uniform potential vorticity jet flows — Cold and warm fronts. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Volume **36**, 1663–1680.
- Hoskins, B., 1997: A potential vorticity view of synoptic development. *Meteorological Applications*, **4**, 325–334.
- Huo, Z., Zhang, D.-L., Gyakum, J., 1995: A diagnostic analysis of the Superstorm of March 1993. *Monthly Weather Review*, Volume **123**, 1740–1761.
- Huo, Z., Zhang, D.-L., Gyakum, J., 1998: An application of potential vorticity inversion to improving the numerical prediction of the March 1993 Superstorm. *Monthly Weather Review*, Volume **126**, 424–436.
- Kalnay, E., Kistler, R., Collins, W., Saha, S., White, G., Woollen, J., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Kanamitsu, M., Kousky, V., van den Dool, H., Jenne, R., Fiorino, M., 2001: The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation. *Bulletin of The American Meteorological Society*, Volume **82**, No. **2**, 247–268.
- Keyser, D., Shapiro, M.A., 1986: A review of the structure and dynamics of upper-level frontal zones. *Monthly Weather Review*, Volume **114**, 452–499.
- Kimble, C., 2007: A review of the 2006-2007 winter season. *The Dryline*, 2007 Spring, 7–8.
- Kurunci R., 2009: Viharciklonok objektív detektálása az atlanti-európai térségben. *Diplomamunka, ELTE Meteorológiai Tanszék.*
- Laprise, R., 1992: The Euler Equations of motion with hydrostatic pressure as an independent variable. *Monthly Weather Review*, Volume **120**, 197–207.
- Lim, E.-P., Simmonds, I., 2002: Explosive cyclone development in the southern hemisphere and a comparison with northern hemisphere events. *Monthly Weather Review*, Volume **130**, 2188–2209.
- Majewski, D., Liermann, D., Prohl, P., Ritter, B., Buchhold, M., Hanisch, T., Gerhard, P., Wergen, W., Baumgardner, J., 2002: The operational global icosahedral-hexagonal gridpoint model GME: description and high-resolution tests. *Monthly Weather Review*, Volume **130**, 319–338.

- Moore, R.W., Montgomery, M.T., 2004: Reexamining the dynamics of short-scale, diabatic Rossby waves and their role in midlatitude cyclogenesis. *Journal of Atmospheric Sciences*, Volume **61**, 754–768.
- Nagy A., 2010: A WRF-modell alkalmazása mezo-gamma skálájú folyamatok modellezésére. *Diplomamunka, ELTE Meteorológiai Tanszék*, 1–78.
- Parker, D.J., Thorpe, A.J., 1995: Conditional convective heating in a baroclinic atmosphere: A model of convective frontogenesis. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Volume **52**, No. **10**, 1699–1711.
- Petterssen, S., Smebye, S.J., 1971: On the development of extratropical cyclones. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **97**, 457–482.
- Práger, T., 1982: Numerikus prognosztika I. *Tankönyvkiadó*, Budapest.
- QBE Insurance Group, 2010: Taking a look at the natural catastrophe events in the latter part of 2010. *Catastrophe Newsletter*, Q4.
- Reed, R.J., 1955: A study of a characteristic type of upper-level frontogenesis. *Journal of Meteorology*, Volume **12**, 226–237.
- Reed, R.J., Stoelinga M.T., Kuo Y.-H., 1992: A model-aided study of the origin and evolution of the anomalously high potential vorticity in the inner region of a rapidly deepening marine cyclone. *Monthly Weather Review*, Volume **120**, 893–913.
- Reisz, A., 2009: Szinoptikus analízis I. Időjárási képződmények dinamikai sajátosságai. Kézirat.
- Rossby, C.-G., 1932: Thermodynamics applied to air mass analysis. *Massachusetts Institute of Technology, Meteorological Papers*, Volume **1**, No. **3**, 1–57.
- Sanders, F., Gyakum, J. R., 1980: Synoptic-dynamic climatology of the „bomb”. *Monthly Weather Review*, Volume **108**, 1589–1606.
- Sanders, F., 1986: Explosive cyclogenesis in the West-Central North Atlantic ocean, 1981-84. Part I: Composite structure and mean behavior. *Monthly Weather Review*, Volume **114**, 1781–1794.

- Sarkadi N., 2010: A Q-vektor alkalmazása a frontogenezis leírásában. *Diplomamunka, ELTE Meteorológiai Tanszék*, 1–73 oldal.
- Sepsi, P., 2010: A potenciális örvényesség alkalmazása a szinoptikus analízisben. *Diplomamunka, ELTE Meteorológiai tanszék*, 1–75 oldal.
- Shapiro, M.A., Keyser, D., 1990: Fronts, jet streams and tropopause. *Extratropical Cyclones, The Erik Palmén Memorial Volume*, C. W. Newton and E. Holopainen, Eds., *American Meteorological Society*, 167–191.
- Shapiro, M.A., Neiman, P.J., 1993: The life cycle of an extratropical marine cyclone. Part I: Frontal-cyclone evolution and thermodynamic air-sea interaction. *Monthly Weather Review*, Volume **121**, 2153–2176.
- Skamarock, W.C., Klemp, J.B., Dudhia, J., Gill, D.O., Barker, D.M., Duda, M.G., Huang, X.-Y., Wang, W., Powers, J.G., 2008: A description of the advanced research WRF version 3. *NCAR Technical Note, NCAR/TN-475+STR*, pp. 113.
- Thompson, G., Rasmussen, R.M., Manning, K., 2004: Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: Description and sensitivity analysis. *Monthly Weather Review*, Volume **132**, 519–542.
- Uccellini, L.W., Keyser, D., Brill, K.F., Wash, C.H., 1985: Presidents' day cyclone of 18-19 February 1979: Influence of upstream trough amplification and associated tropopause folding on rapid cyclogenesis. *Monthly Weather Review*, Volume **113**, 962–988.
- Uccellini, L.W., 1986: The possible influence of upstream upper-level baroclinic processes on the development of the QE II Storm. *Monthly Weather Review*, Volume **114**, 1019–1027.
- Ulbrich, U., Fink, A. H., Klawns, M., Pinto, J. G., 2001: Three extreme storms over Europe in December 1999. *Weather*, **56**, 70–80.
- Verkley, W.T.M, Vosbeek, P.W.C, Moene, A.R., 2000: Manually adjusting a numerical weather analysis in terms of potential vorticity using three-dimensional variational data-assimilation. *KNMI*, 1–68.
- Verkley, W.T.M., Manders, A.M.M., Moene, A.R., Diepeveen, J.J., 2007: Modification of a weather analysis and its effect on the forecast. *NIVR project no. 52309KN*, 1–50.

Wernli, H., Dirren, S., Liniger, M.A., Zillig, M., 2002: Dynamical aspects of the life cycle of the winter storm 'Lothar' (24-26 December). *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **128**, pp. 405–429.

## Internetes források

[www.absconsulting.com/resources/Catastrophe\\_Reports/Lothar-Martin%20Report.pdf](http://www.absconsulting.com/resources/Catastrophe_Reports/Lothar-Martin%20Report.pdf)  
[www.crh.noaa.gov/abr/?n=stormdamagetemplate](http://www.crh.noaa.gov/abr/?n=stormdamagetemplate)  
[www.ecmwf.int](http://www.ecmwf.int)  
[www.hir24.hu/kulfold/2011/12/16/tombolt-joachim-franciaorszagban/](http://www.hir24.hu/kulfold/2011/12/16/tombolt-joachim-franciaorszagban/)  
[www.insurancejournal.com/news/international/2012/03/15/239540.htm](http://www.insurancejournal.com/news/international/2012/03/15/239540.htm)  
[www.objektivhir.hu/display/hir.php?hirid=16017](http://www.objektivhir.hu/display/hir.php?hirid=16017)  
[www.magas-tatra.info/2011/11/het-evvel-vihar-utan.html](http://www.magas-tatra.info/2011/11/het-evvel-vihar-utan.html)  
[www.srh.noaa.gov/ffc/?n=tor22608](http://www.srh.noaa.gov/ffc/?n=tor22608)  
[www.vortex.plymouth.edu/sat-u.html](http://www.vortex.plymouth.edu/sat-u.html)  
[www.wettergefahren-fruehwarnung.de/Ereignis/20041122\\_e.html](http://www.wettergefahren-fruehwarnung.de/Ereignis/20041122_e.html)  
[www.wettergefahren-fruehwarnung.de/Ereignis/20070117\\_e.html](http://www.wettergefahren-fruehwarnung.de/Ereignis/20070117_e.html)  
[www.wettergefahren-fruehwarnung.de/Ereignis/20080309\\_e.html](http://www.wettergefahren-fruehwarnung.de/Ereignis/20080309_e.html)  
[www.wettergefahren-fruehwarnung.de/Ereignis/20100303\\_e.html](http://www.wettergefahren-fruehwarnung.de/Ereignis/20100303_e.html)  
[www.wettergefahren-fruehwarnung.de/Ereignis/20101114\\_e.html](http://www.wettergefahren-fruehwarnung.de/Ereignis/20101114_e.html)  
[www.wettergefahren-fruehwarnung.de/Ereignis/20111218\\_e.html](http://www.wettergefahren-fruehwarnung.de/Ereignis/20111218_e.html)  
[www.wetteronline.de/wotexte/redaktion/extremwetter/2008/03/02\\_be.htm](http://www.wetteronline.de/wotexte/redaktion/extremwetter/2008/03/02_be.htm)  
[www.wetteronline.de/wotexte/redaktion/topthemen/2009/12/1225\\_lo.htm](http://www.wetteronline.de/wotexte/redaktion/topthemen/2009/12/1225_lo.htm)  
[www.wetteronline.de/wotexte/redaktion/topthemen/2010/02/0228\\_fp.htm](http://www.wetteronline.de/wotexte/redaktion/topthemen/2010/02/0228_fp.htm)  
[www.wetterzentrale.de](http://www.wetterzentrale.de)  
[www.unidata.ucar.edu](http://www.unidata.ucar.edu)  
[www.zeit.de/gesellschaft/zeitgeschehen/2010-02/strum-xynthia](http://www.zeit.de/gesellschaft/zeitgeschehen/2010-02/strum-xynthia)  
[owww.met.hu/pages/szel20070123.php](http://owww.met.hu/pages/szel20070123.php)