

Eötvös Loránd Tudományegyetem,

Természettudományi Kar

Meteorológiai Tanszék

VIHARCIKLONOK OBJEKTÍV DETEKTÁLÁSA AZ ATLANTI-EURÓPAI TÉRSÉGBEN

Diplomamunka



Készítette:

KURUNCZI RITA

V. éves meteorológus

Témavezető:

Dr. Gyuró György, meteorológus, egyetemi docens

Országos Meteorológiai Szolgálat

ELTE Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2009.

TARTALOMJEGYZÉK

BEVEZETÉS.....	2
1. VIHARCIKLONOK.....	4
1.1. Megjelenésük a műholdképeken.....	6
1.2. A mérsékelt övi ciklonok, viharciklonok elnevezése.....	10
1.3. A trópusi, a mérsékelt övi és a viharciklonok összehasonlítása.....	12
2. A SZINOPTIKUS DIAGNÓZIS FONTOSSÁGA.....	13
3. FELHASZNÁLT ADATOK.....	16
3.1. Az adatbázis bemutatása.....	16
3.2. Adatok konvertálása.....	20
4. A VIHARCIKLONOK OBJEKTÍV DETEKTÁLÁSÁNAK BEMUTATÁSA.....	21
4.1. Korábbi ciklonpálya-kereső algoritmusok, vizsgálatok áttekintése.....	21
4.2. A depresszió-meghatározás kritériumai.....	27
4.3. Ciklonközéppont-trajektóriák meghatározása.....	28
4.4. Verifikáció.....	30
5. EREDMÉNYEK.....	32
5.1. Viharciklon pályák.....	32
5.2. Ciklonaktivitás vizsgálat.....	33
5.3. A detektált viharciklonok középponti nyomásának vizsgálata.....	37
5.4. Érzékenységvizsgálat.....	39
6. ESETTANULMÁNYOK.....	41
6.1. Három pusztító vihar Európában 1999 decemberében.....	41
6.1.1. Az Anatol (1999. december 2-4.).....	42
6.1.2. A Lothar (1999. december 24-27.).....	45
6.1.3. A Martin (1999. december 25-28.).....	52
6.1.4. Konklúzió.....	56
7. ÖSSZEFOGLALÁS, TOVÁBBI CÉLKITŰZÉSEK.....	57
FÜGGELÉK.....	58
IRODALOMJEGYZÉK.....	71
KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS.....	77

BEVEZETÉS

„A mi korunkban az ember átélheti azt az örömet, és részesülhet abban a semmihez sem hasonlítható élvezetben, hogy kitalálja, hogyan fog viselkedni a természet egy eddig még sosem vizsgált, új helyzetben.” (*Richard Feynman*)

Feynman gondolata a meteorológiára különösen érvényes, hiszen időjárásunk napról napra, sőt, percről percre változik s még mindig rengeteg új titkot rejt az emberiség számára. Az elmúlt években például számos jelentős esemény hívta fel a figyelmet szélsőséges időjárási katasztrófákra. A rekord-erősségű viharok, áradások, a szárazság és a hóhullámok mind messze mutató következményekkel jártak.

Az 1999. végi szélviharok Európa történetében a legtragikusabbak közé tartoznak. Az Anatol, a Lothar és a Martin néven emlegetett ciklonok Franciaországot, Németországot és a skandináv országokat sújtották elsősorban. E viharok közel 150 ember halálát okozták, és óriási anyagi veszteségekkel jártak (Lothar és Martin 6,7 milliárd EUR biztosítással fedezett veszteség, Anatol 500 millió EUR gazdasági veszteség). Franciaország viharai az éves kivágás háromszorosának megfelelő mennyiségű fát döntöttek ki. Természetesen nem ez volt az egyetlen eset, ami felhívta figyelmemet arra, hogy a viharciklonok vizsgálatát tűzzem ki célul. A 2008 márciusában pusztító Emma, vagy a 2007 januárjában átsöprő Kyrill viharciklon még hazánk időjárásában is éreztette hatását. Szinoptikai fejlődésüket tekintve a viharciklonok meglehetősen különbözőek, hirtelen fejlődésük, rövid élettartamuk, gyors áthelyeződésük következtében sok fejfájást okoznak a szinoptikusoknak; előrejelzésük, fejlődési ritmusuk, haladási útvonaluk meghatározása igen nehéz feladat. A szakirodalomban széles körben olvashatunk mérsékeltövi ciklonpályák azonosításáról, a ciklonális bombákról szóló tanulmányok száma ehhez képest elenyésző (kiemelendő *Lim és Simmonds (2002)* a déli félteke robbanásszerűen fejlődő ciklonjairól az 1979 és 1999 közötti időszakra készített összeállítása). Ezért is tartottam fontosnak egy új módszer kifejlesztését, hiszen az objektív módon detektált viharciklonok vizsgálata mind szinoptikai, mind klimatológiai szempontból nagy jelentőséggel bírhat. Egyre többen foglalkoznak az óceáni és légköri cirkulációs folyamatok, valamint azok kölcsönhatásainak vizsgálatával; az ENSO, a NAO és a ciklogenezisek között fellépő összefüggésekkel, valamint, hogy gyakoriságuk milyen kapcsolatban áll az éghajlatváltozással (*Bartholy és Pongrácz (1998); Pongrácz (1999)*).

A dolgozat első fejezete általános áttekintést ad a viharciklonok keletkezéséről, tulajdonságairól. A szinoptikus diagnózis fontosságát mutatja be a második fejezet; míg a harmadik fejezet az általunk felhasznált adatbázisról ad átfogó képet. A ciklonpályák azonosítására tett korábbi kísérletekről, kutatási eredményekről, valamint a viharciklonok azonosítására általunk kifejlesztett objektív detektálási módszerről a negyedik fejezetben kaphatunk betekintést. Eredményeinket az ötödik fejezet tartalmazza, a számítógépes algoritmusunk segítségével beazonosított viharciklonok aktivitásáról, a ciklonpályák irányultságáról, NAO-fázisokkal való kapcsolatáról itt olvashatunk. Végül, a hatodik fejezetben három esettanulmányon keresztül mutatjuk be a szárazföldet elérő viharciklonok hatását. A hetedik fejezetben összefoglaljuk eddigi munkánk eredményeit, és a témával kapcsolatosan további kutatási irányokat vázolunk fel.

1. VIHARCIKLONOK

Az elmúlt néhány évtizedben a kutatók körében egyre nagyobb figyelmet kapott a viharciklonok jelensége, melyek elsődleges jellegzetessége a középponti nyomás hirtelen süllyedése, illetve a szélsőbesség azt kísérő növekvő intenzitása. Ezen jellemzők ismeretében a viharciklonok nehezen előrejelezhetők, ráadásul a part menti régiókat, hajózási útvonalakat elérve az emberi életre és anyagi javakra egyaránt veszélyesek. Mérföldkőnek mondható *Sanders és Gyakum (1980)* e gyors ciklonkeletkezési folyamatról szóló tanulmánya, melyben javaslatot tettek a viharciklonok definíciójára: viharciklonnak, vagy ciklonbombának nevezzük azon ciklonokat, amelyek középpontjában a legnagyobb nyomássüllyedés 24 óra leforgása eléri a 24 hPa-t. A német szakirodalomban a „*Sturmtief/Orkantief*”, míg az angolban a „*cyclonic bomb*” a jelenségre leggyakrabban használt kifejezés, melynek általános jellemzőit az 1. táblázat tartalmazza.

A két amerikai meteorológus a korábbi ismert esetekhez képest igen gyors fejlődésű ciklont figyelt meg, ráadásul a ciklon keletkezési helye távol volt minden korábban leírt keletkezési térségtől. A képződményt a gyors kifejlődés mellett heves jelenségek; kiadós csapadék, illetve orkán erejű szél kísérte; nem véletlenül érdemelte ki a ciklonális bomba elnevezést. A rendkívüli nyomássüllyedések vizsgálata akkoriban azért is nehéznek bizonyult, mivel csak gyér megfigyelési hálózattal rendelkeztek az óceán fölött, így az is előfordult, hogy a központi intenzitás meghatározására csak a kezdeti és a végső állapotban volt lehetőség. A jelenség megismerésének azonban a hajózásban és a part menti régiókban is nagy gyakorlati jelensége volt; 1979-ben a viharciklonok egy ritka nyári megjelenése például súlyos tragédiát okozott egy jachtversenyen.

A viharciklonok vizsgálata fontos volt továbbá a dinamikus modellek fejlesztése szempontjából is, hiszen az előrejelzések ezekben a speciális időjárási helyzetekben messze elmaradtak a megfigyelésektől, ami egyben azt is jelenti, hogy néhány – az általánosan elfogadott, nagy skálájú baroklin mechanizmuson túlmenő – fizikai hatás is fontos szerepet játszhat. Megvizsgálták azt az elméletet, miszerint az északi hemiszféra legmélyebb ciklonjai (amelyek pályája rendszerint Izland és az Aleut-szigetek környékén húzódik) robbanásszerűen mélyülnek. *Sanders és Gyakum (1980)* az általuk vizsgált, 1978. szeptember 1-jén kezdődő 9 hónapos periódus során a 37 mély, alacsony nyomású képződmény közül (melyekben a légnyomás 960 hPa-ig, vagy az alá csökkent) a hivatalos kritérium alapján azok többségét, összesen 31 esetet minősítettek ciklonális bombává.

A viharciklonok általános jellemzői

- *hirtelen kialakulás;*
- *rövid idő alatt hatalmas nyomássüllyedés a középpontban ($>10\text{hPa}/3\text{ óra}$);*
- *kis horizontális kiterjedés ($<1500\text{ km}$);*
- *igen gyors áthelyeződés;*
- *hatalmas horizontális nyomási gradiens;*
- *orkán erejű szél;*
- *viszonylag rövid élettartam ($<3\text{ nap}$);*
- *általában gyors leépülés a szárazföld fölött.*

1. táblázat: A viharciklonok általános jellemzői

A későbbiekben már viharciklonként emlegetett mérsékelt övi képződmény kialakulását elősegítő hőmérséklet-különbség létrejöttének 2 alapvető módját ismerték fel a kutatók:

- A part menti front jelenségét, ami akkor jön létre, amikor az eltérő hőkapacitás következtében a tengerpart és a fölötte lévő levegő jobban felmelegszik az óceánnál, illetve a felette veszteglő légtömegnél.

- A másik esetben a hőmérséklet-különbséget egy meleg tengeráramlat, és a közelében található óceáni hideg víztömeg idézi elő. Az északi féltekén azt figyelték meg, hogy a ciklonális bombák leggyakrabban az Atlanti- és a Csendes-óceán legnyugatibb felén vagy északon fordulnak elő. A folyamat a csendes-óceáni Kuro-shio, a Golf-áramlat, illetve az argentinai viharciklonok képződésében fontos szerepet betöltő Dél-egyenlítői-, továbbá a Brazíliai-áramlás esetén is kimutatásra került (*Sanders és Gyakum (1980); Roebber (1984); Chen et al. (1992); Gyuró (2000); Gyuró (2001)*). A baroklinitás és a hidrosztatikai instabilitás mellett egyéb tényezők is gyakran társulnak a gyors fejlődésekhez. Többen foglalkoztak ezen faktorok vizsgálatával, melyek során az 500 hPa-os szinti teknő relatív elhelyezkedése és vastagsága különösen fontosnak bizonyult (*Sanders és Gyakum (1980); Sanders (1986); Sanders és Davis (1988); Gyakum and Danielson (2000)*). Számos tanulmány azonosította továbbá a légkör és az óceán kölcsönhatásának (*Emanuel és Rotunno (1989)*), valamint a látens hő felszabadulásának jelentőségét (*Kuo et al. (1995); Revell és Ridley (1995)*). Összességében tehát azt mondhatjuk, hogy termodinamikai és dinamikai

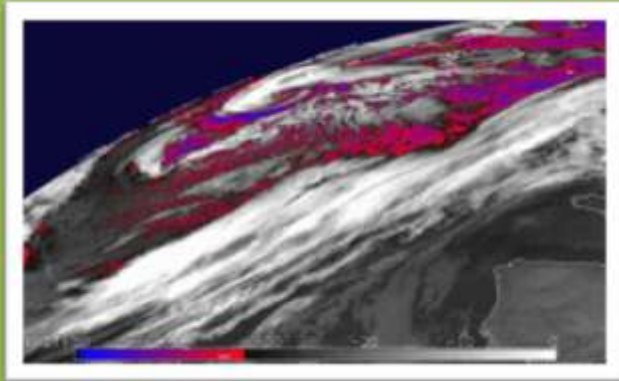
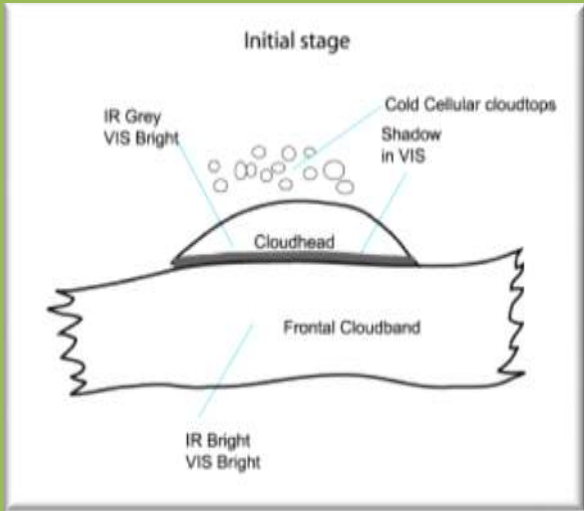
mechanizmusok bonyolult, együttes hatásaként tudnak kialakulni ezek a robbanásszerűen létrejövő ciklonok.

Az elmúlt évtizedekben az északi féltekén rengeteg kutatást végeztek a gyors ciklogenezist kiváltó triggerhatásokkal kapcsolatban, ehhez képest a déli féltekére vonatkozó vizsgálatok száma elenyésző volt. A kutatások csekély száma ellenére több, az emberi életre és jólétre veszélyt jelentő, jól dokumentált esettanulmányról olvashatunk. A déli félteke egyik hírhedt esetének mondható például a Délkelet-Ausztrália felett 1998. december 25 és 28. között kifejlődött igen intenzív, alacsony nyomású rendszer, mely az akkor zajló Sydney-Hobart yachtverseny 6 résztvevőjének halálát okozta. A vihar – ismertebb nevén: „Boxing Day storm” – legnagyobb intenzitását 1998. december 27-én érte el, ekkor az átlagos szélességek 25-30 m/s-ot is elérték. Tanulmányukból kiderül, hogy az 50 km-nél nagyobb felbontású globális és regionális numerikus modellek képtelenek voltak az intenzív alacsony nyomású képződmény érett szakaszát megelőző 36-48 órás periódusban a szél és nyomásmezők megfelelő előrejelzésére. Ugyanakkor a korlátos tartományú, nagy felbontású (10 km) HIREs modell sikeresen előre jelezte az erősen viharos szelet (*Buckley and Leslie (2000)*).

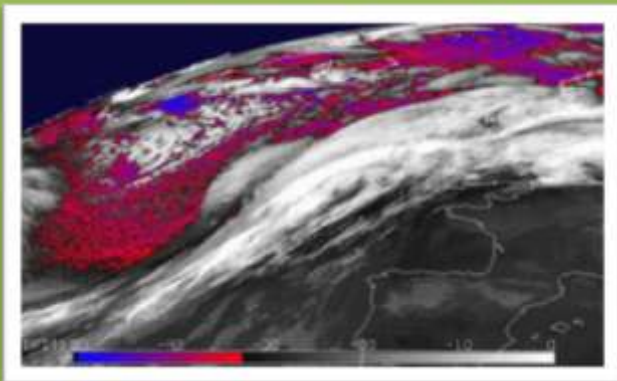
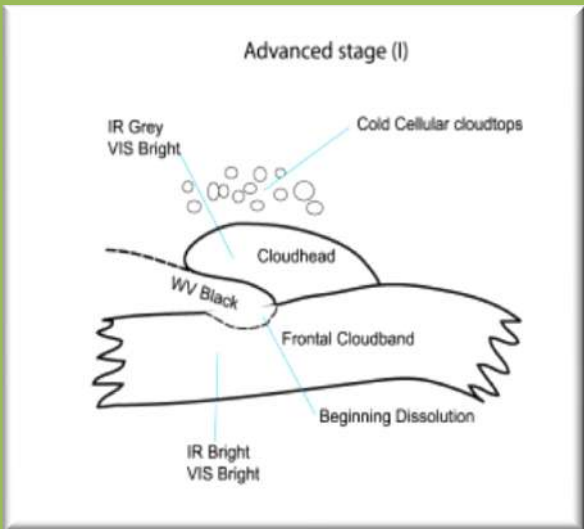
1.1. MEGJELENÉSE A MŰHOLDKÉPEKEN

a. IR képek

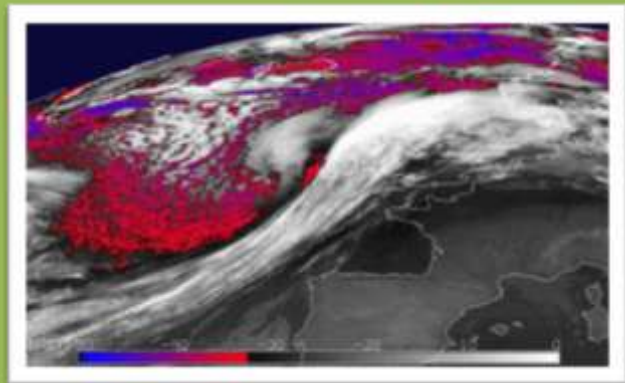
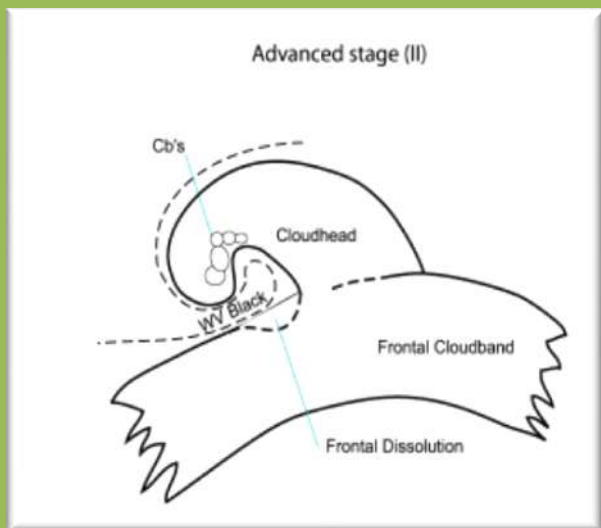
A viharciklonok fejlődésük kezdeti stádiuma alatt melegebb felhőtetővel rendelkeznek, melyből egyre sűrűbb, sávós szerkezetű cirrus tömb képződik. Általában nyugat-keleti irányítottágú frontális felhősávok jönnek létre. A fejlődő felhő színe az infravörös képeken szürke és világosszürke között változik, a magasabbra felnyúló felhőtetők egyre világosabb színben jelennek meg (1. ábra). Előfordul, hogy a vékonyabb Ci felhők bizonyos mértékben átengedik az alulról – földfelszínről, alacsonyabb felhőkről – érkező sugárzást, és ezáltal a ténylegesnél magasabb hőmérsékletűnek jelennek meg a műholdképen.



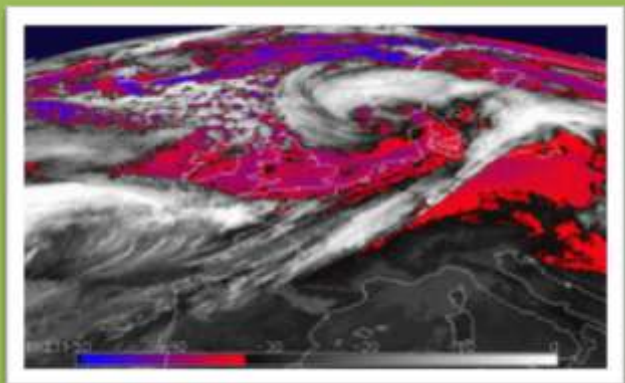
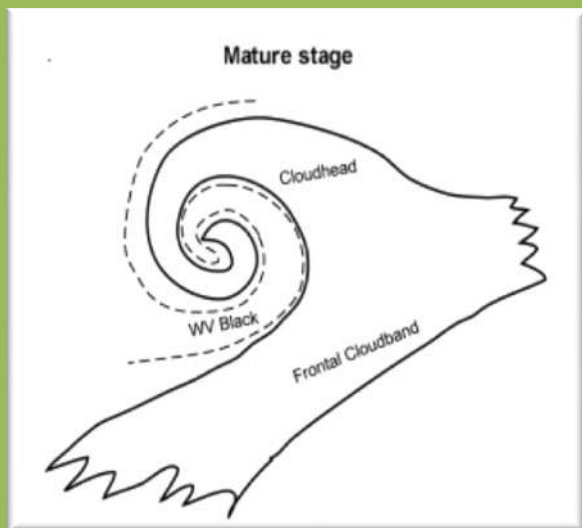
2005. 01. 07. 03 UTC



2005. 01. 07. 15 UTC



2005. 01. 07. 22 UTC



2005. 01. 08. 12 UTC

1. ábra: A különböző fejlődési stádiumok megjelenése az IR műholdképeken
2005. január 7-8. (Forrás: www.zamg.ac.at; www.eumetsat.org)

A sztratoszféra alsó rétegeiből származó, leáramló meleg levegő a jet stream ciklonális szakaszán lefelé advektálódik, amely felhőoszláshoz vezet a hidegfront felhőzete és a felhőfej között, ezáltal V alakot formál (a jelenséget gyakran szokták száraz nyelvként emlegetni). A ciklogenezis folyamata annál intenzívebb, minél nagyobb a hőmérsékleti advekción mértéke.

A troposzféra potenciálisan instabil rétegzettsége miatt a felhősáv belső élet gyakran konvektív cellák alkotják, melyek fehér pontokként jelennek meg a műholdképen.

Az érett stádiumban a felhősapka ciklonális görbületű felhősávvá nő, ahol a spirál és a frontális felhősáv között jól elkülöníthető, széles, sötét terület látható. Ha az okkludálódás folyamata aktív és gyors, akkor az okklúziós pont körüli sűrű, magas, a jet streammel összefüggő felhőzet élesen elkülönül a felhőörvény magjának alacsonyabb felhőzetétől. A frontális felhőzet hátsó része gyakran szertefoszlik a lesüllyedő száraz levegő következtében.

a. WV képek

A tipikus V-mintázat megjelenésekor a sztratoszféra alsó rétegeiből származó, leáramló meleg levegő a jet stream ciklonális oldalán lefelé advektálódik, emiatt a műholdképen egy jellegzetes fekete sáv jelenik meg, amely a fejlett stádiumban spirális alakzatot ölt, és még markánsabbá válik (2. ábra). Gyakran előfordul, hogy – jelezve a másodlagos jet streamet – egy távolabbi sötét csík is megjelenik a felhőzet sark felőli oldalán.



(a) IR



(b) WV

2. ábra: 2002. január 31. 12 UTC, Meteosat IR és WV műholdkép

(Forrás: www.zamg.ac.at)

a. VIS képek

A viharciklonokban található konvektív cellák gyakran sokszög- vagy sarló-alakú, sejtyszerű elrendeződést mutatnak, erősen fényes, fehér színben jelennek meg a műholdképeken, hiszen ezek nagy magasságig felnyúló, vastag, csapadékot adó felhők. Ugyanakkor a napsugárzás által felülről megvilágított, kitüremkedő felhőtornyok szélein általában kevésbé reflektáló, sötétebb gyűrű jelenik meg. Az elsősorban a spirál szélén található magas szintű, rostos felhőzet (cirrus) gyakran árnyékot vet a felszínen (sötétebb foltok megjelenése).

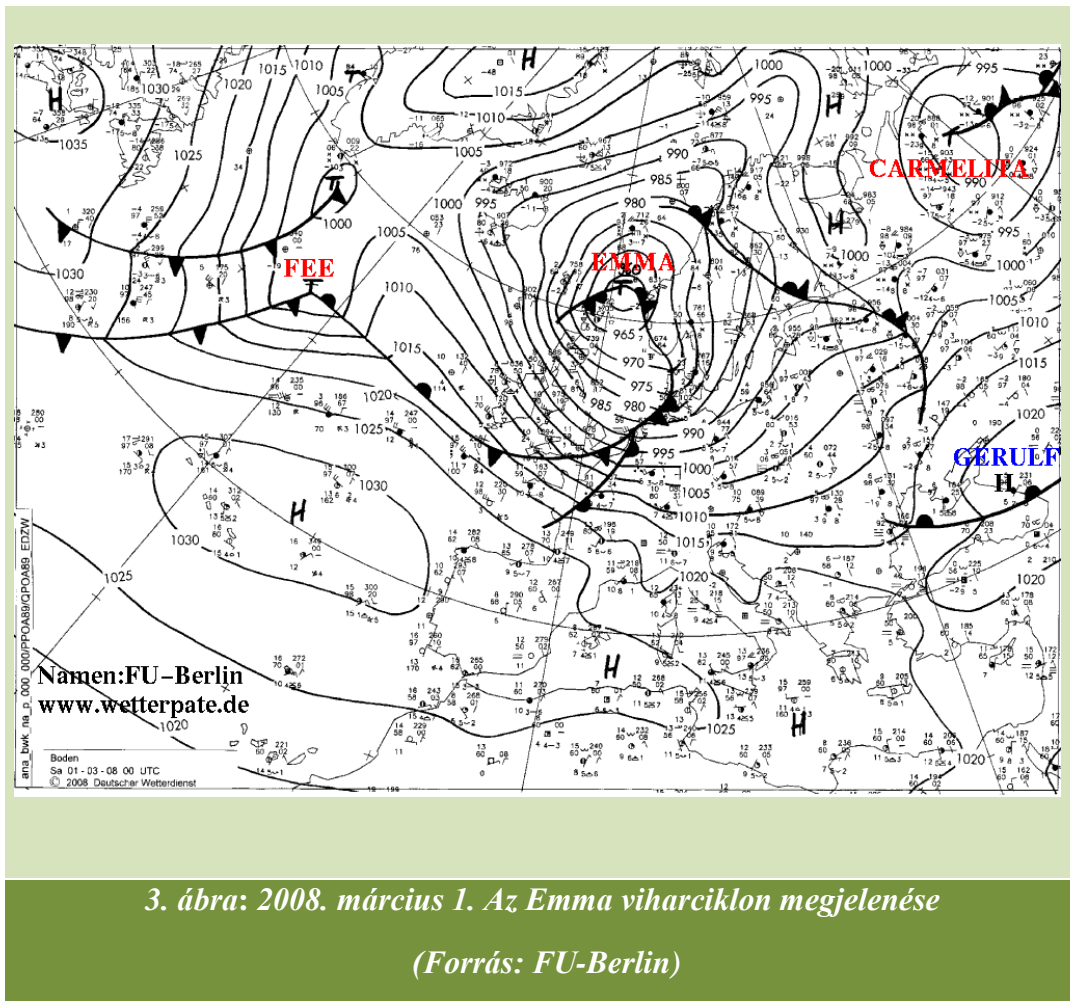
1.2. *A MÉRSÉKELT ÖVI CIKLONOK, VIHARCIKLONOK ELNEVEZÉSE*

A német újraegyesítés előtt a berlini Freie Universität munkatársai a város meteorológiai szolgálatának feladatait is magukra vállalták: méréseket és térképeket készítettek, előrejelzésekkel látták el Berlin városának lakosságát.

Dr. Karla Wege, az egyetem egykori hallgatója 1954-ben javasolta először, hogy minden egyes, az európai térségben megfigyelt ciklont női névvel, anticiklont pedig férfi névvel lássanak el. Egészen az 1990-es évekig a helyi médiában (újságok, televízió, rádió állomások) kizárólag ezt a rendszert használták, majd a berlini fal leomlása után a berliniek szokását a Német Időjárési Szolgálat (DWD¹) is átvette, így egész Németországban ismertté vált a szokatlan névhasználat (*Gyuró, 2000*).

1998-ban azonban vita pattant ki a névadásról, hiszen többekben felmerült a kérdés, hogy miért kapnak női nevet az alacsony nyomású, gyakran esőt, rossz időt okozó ciklonok; és miért illetik férfi utónévvvel a magas nyomású, sokszor szép, napsütéses idővel járó anticiklonokat? Hiába bizonygatták a meteorológusok, hogy ez nem feltétlenül van így, hiszen a jó és rossz idő fogalma relatív, és anticiklonális helyzetben, magas nyomás mellett is előfordulhat havazás/záporosó, ugyanakkor nem biztos, hogy a ciklon csapadékot okozó időjárást okoz.

¹ DWD: Deutscher Wetterdienst, Német Időjárési Szolgálat



Végül 1999 tavaszán a Német Meteorológiai Szolgálat tett pontot az ügy végére; ettől kezdve ugyanis évente váltogatták – és változtatják a mai napig is – a névhasználatot: páratlan években férfi, páros években női nevet kapnak az alacsony nyomású képződmények; így történhetett meg, hogy a 3. ábrán látható, 2008. február 29-én és március 1-jén pusztító viharciklon az Emma nevet viseli. 2002 novembere óta a nyilvánosságnak is lehetősége van az alacsony, illetve magas nyomású képződmények adoptálására, elnevezésére. A neveket előre is meg lehet vásárolni, jelenleg 1 db anticiklonért 299 eurót (~60 db/év), míg 1 db ciklonért 199 eurót (~150 db/év) kell fizetni (*FU-Berlin honlap, 2003*).

1.3. A TRÓPUSI, A MÉRSÉKELT ÖVI ÉS A VIHARCIKLONOK ÖSSZEHAJONLÍTÁSA

Felmerülhet bennünk a kérdés, hogy vajon miben különbözhetnek a viharciklonok a mérsékelt övi ciklonoktól, vagy éppen miben hasonlítanak a trópusi ciklonokra. A könnyebb átláthatóság végett összegyűjtöttük ezen típusok legfontosabb jellemzőit. Az összehasonlítást a 2. táblázat foglalja magába.

	Mérsékelt övi ciklon	Trópusi ciklon	Viharciklon
Légnyomás	990-1010 hPa	< 920 hPa	< 960 hPa
Cirkuláció	+	+	+
Horizontális kiterjedés	1500-2500 km	400-800 km	< 1500 km
Felhőkarok	2	több	2
Szélesség a középontban	változó, néha viharos (max: 40 m/s alatt)	pusztító	viharos, néha pusztító
Vonulási sebesség	közepes	gyors	gyors
Élettartam	5-7 nap	1-4 nap	< 3 nap
Keletkezési terület	mérsékelt és szubpoláris övi óceánjai és tengerei felett (95%)	trópusi óceánok felett (SST>26,5 °C)	földfelszínen termikusan inhomogén határfelületen
Nyomási gradiens	mérsékelt	erős	rendkívüli
Felépítése	asszimmetrikus, ellipszis alakú izobárok (a:b=1:1,8)	sugár-szimmetrikus, közel kör alakú izobárok	ellipszis alakú izobárok
Látens hő szerepe	~ 40-60 %	~ 95%	~60-70%

2. táblázat: A trópusi, a mérsékelt övi és a viharciklonok összehasonlítása

2. A SZINOPTIKUS DIAGNÓZIS FONTOSSÁGA

A dolgozatban vizsgált viharciklonoknál – ahogy más veszélyes időjárási események esetében is – különösen fontos a számszerű előrejelzések mellett a szinoptikus helyzet megértése, diagnózisa, hiszen a szinoptikus feladata a numerikus modellek „nyers” mezőiből az ún. szinoptikus elvek egyenkénti vagy együttes alkalmazásával értelmezhető és fizikailag konzisztens prognózisok elkészítése, valamint a modellek eredményeinek felülbírálása. Utóbbi szabja meg a szinoptikus szakemberek fontosságát, nélkülözhetetlenségét remélhetőleg még több évtizedig az időjárás előrejelzésének szakterületén.

A korrekt előrejelzések készítéséhez a szinoptikusoknak mindenképp ismerniük kell az előrejelzési modellek fizikai alapjait, lehetőségeit és korlátait; a légköri objektumok fejlődésének dinamikai folyamatait jellemző fizikai mennyiségek változásának hátterét. Az ehhez szükséges interpretációk elméletének és gyakorlati módszereinek alapjait *Hoskins et al. (1978, 1980, 1985, 1990)* dolgozták ki. Régóta ismert a kvázi-geosztrófikus diagnosztika, és annak egyik leggyakoribb alkalmazása, az ω -egyenlet tagjainak elemzése. A későbbi években már az izentropikus potenciális örvényességet (IPV²) (*Hoskins, McIntire és Robertson (1985)*) és az ún. Q-vektor analízist is bevonták az operatív diagnosztikai eljárásokba (*Kurz (1977, 1992, 1994, 2005); Bodolainé (2008)*).

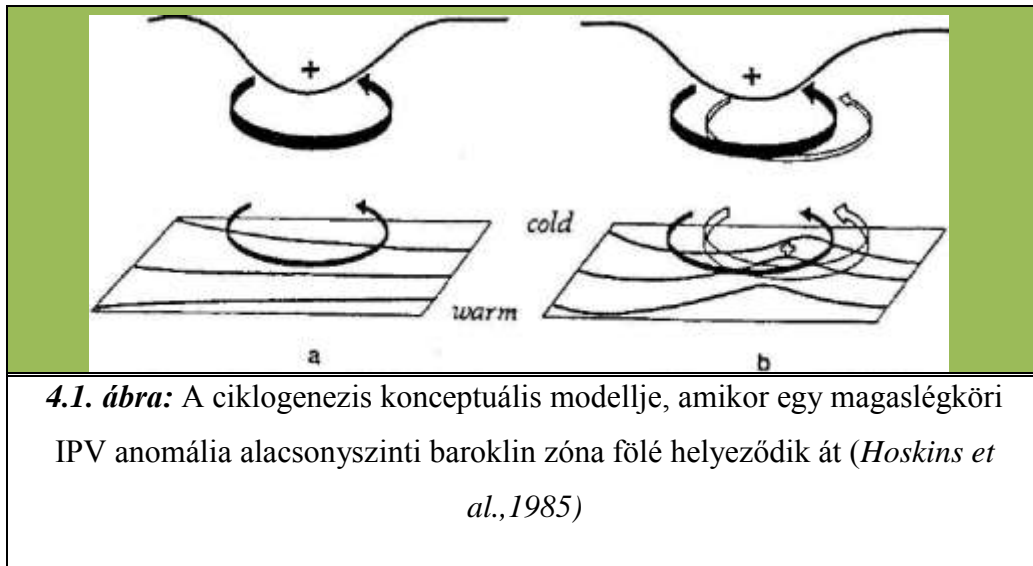
A hirtelen kialakuló viharciklonok vizsgálatánál az IPV-analízist mindenképp ki kell emelni az említett eljárások közül. Az ehhez szükséges potenciális örvényességet izentropikus koordináta rendszerben a következő módon írhatjuk fel:

$$P = -g \nabla_{\theta} \cdot \mathbf{v} + \zeta_{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p}, \quad (1.)$$

ahol $\zeta_{\theta} = (\partial v / \partial x - \partial u / \partial y)_{\theta}$ a relatív örvényesség a θ izentrop felületen, $\partial \theta / \partial p$ pedig a statikus stabilitást jelenti. A (1.) egyenlettel definiált kifejezést nevezzük az izentropikus potenciális örvényességnek, vagyis IPV-nek. Az egyenlet azt fejezi ki, hogy az IPV növekedés adott izentrop felületen az izentrop felületek közötti réteg megnyúlását; vagy fordítva: az örvényesség csökkenése a rétegvastagság csökkenését hozza létre.

² IPV: Isentropic Potential Vorticity, izentropikus potenciális örvényesség

Egy szinoptikus léptékű magas szintű IPV anomália mindenképpen szélmezőt indukálhat egészen a talajig. A következőkben elemezzük *Hoskins et al. (1985)* száraz légréve vonatkozó, ciklogenetikus modelljét, melyet az IPV diagnosztika összefoglaló eredményének is tekinthetünk.



A 4. ábra egy szabályos ciklogenetikus helyzetet szemléltet. A talajközeli rétegben található baroklin zónát magaslévköri, ciklonális IPV anomália közelíti meg (a), amely ott ciklonális cirkulációt vált ki. Ez melegadvekción generál, ami viszont alacsonyszintű meleg anomáliát okoz a magassági IPV anomália előtt (b). Ez a felszíni meleg anomália saját pozitív ciklonális cirkulációt hoz létre, ami hozzáadódik a magas lévkörből származó cirkulációhoz. A két cirkuláció egymást kölcsönösen erősítő folyamatot generál, így intenzív talaj közeli ciklont tudnak létrehozni, amelynek centruma valamivel az áthelyeződő magassági IPV anomália előtt helyezkedik el. Az alacsonyszintű meleg anomália cirkulációjának fölfelé irányuló kiterjedése erősíti a magas-szintű IPV anomáliát. Az itteni nagy PV értékű levegő az Egyenlítő felé advektálódik, miközben az advekción az IPV anomália hátoldalán a legerősebb és az oda hat, hogy kelet felé haladása lelassul. A két cirkuláció felvázolt erősödése nyomán a két anomália fázisa záródik, a két cirkuláció tengelye megközelíti a függőlegest. A leírt folyamatok erős ciklont eredményeznek.

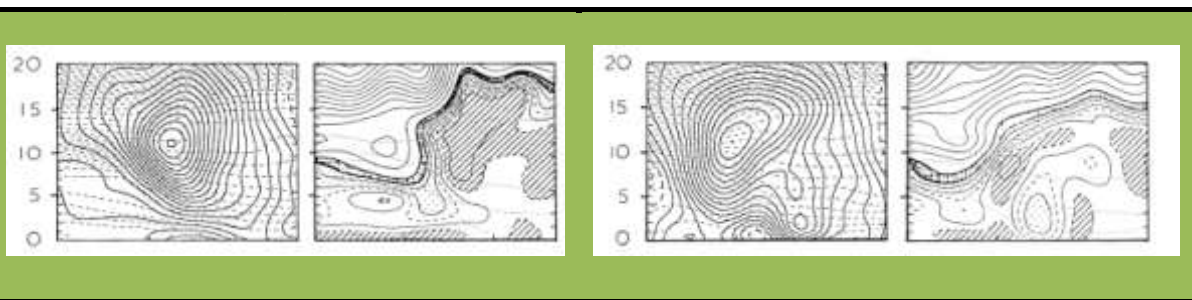
A talajközeli nedves lévkör kondenzációs folyamatai, a meleg nedves levegő alacsonyszintű advekción stb. nagyban fokozhatják a fent vázolt talajközeli ciklonális fejlődést, a magaslévkörrel együtt a két pozitív cirkuláció gyorsan össze tud kapcsolódni.

A dolgozatban vizsgált viharciklonok látványos és gyors, alkalmanként váratlan kialakulása követheti az említett mechanizmusokat.

2.1. Az 1987-es Nagy Angliai Vihar IPV analízise

Az IPV-gondolkodás és -analízis alkalmazásai közül különösen fontosak az olyan veszélyes időjárási helyzetekhez tartozó esettanulmányok, mint amilyen a viharciklonoké. Ezek közül is kiemelendő *Hoskins és Berrisford (1988)*, az 1987. október 15-16-i, Nagy-Britannián átvonuló, tetemes károkat okozó viharról szóló írása. Tanulmányukban a vihar makro-léptékű kialakulási feltételeit az izentrop felületek, az IPV térképek és az izopotenciális örvényesség felületeinek bevonásával vizsgálták.

A Nagy Angliai Viharnál – *Hoskins at al. (1985)* modelljének megfelelően – a tropopauza teknőiben a nagy PV értékek és az alacsonyszinti baroklin zóna közötti ciklogenetikus kapcsolat vezetett a gyors ciklogenezis kialakulásához. Már 2 nappal a vihar előtt megjelentek a nagy PV anomáliák az Atlanti-óceán térségében, áthelyeződésük szépen követhető volt. Ugyanakkor, a 850 hPa-os felület θ mezői az Atlanti-óceán keleti medencéje és Délkelet–Anglia felett meleg, nedves levegő beáramlását mutatták, a magassági PV teknők előtt. Ez a situáció a látens hő felszabadulásával is növelte PV értékét, a magasból indukált és az alacsony szintek PV maximumai tehát együttesen generálták a viharciklon létrejöttét. A magas szintű anomáliákkal szemben, a Délkelet-Anglia előtti alacsony szintű meleg, nedves anomáliát nem lehetett az előző időszakok advekciónak egyértelműen kimutatni (4.2. ábra).



4.2. ábra: A bal oldalon a felső troposzféra, míg a jobb oldali képeken az alsó troposzféra θ , szélmaximumainak és PV mezőinek vertikális metszete látható (1987.10.14. 12 UTC)

3. FELHASZNÁLT ADATOK

3.1. AZ ADATBÁZIS BEMUTATÁSA

A vizsgálatok során felhasznált adatokat az ECMWF³ (Európai Középtávú Előrejelző Központ) ERA-Interim újra-analizált mezői képezték, amely az egykori ERA-40 adatbázis továbbfejlesztésének is tekinthetünk.

Az ERA-40 mezői az 1957 és 2002 közötti időszakra, 6 órás felbontásban az egész Földet lefedő 3-dimenziós rácsra vonatkozóan tartalmazzák a legfontosabb meteorológiai változókat (hőmérséklet; a szélesség komponensei; felszíni légnyomás; a különböző geopotenciál szintek magassági, illetve tengerszintre átszámított nyomása; nedvesség; stb.). Az Európai Unió és több egyéb szervezet is támogatta az adatbázis létrejöttét, mely a korábbi ERA-15 re-analízis 1979 és 1993 közötti adatait is lefedi, valamint kiegészíti az 1947-től hozzáférhető NCEP⁴ adatbázist.

Az ERA-40 előállítását a lehető legtöbb múltbeli mérési adat felhasználásával (felszíni megfigyelések, rádiószondás felszállások, időjárási radar és műholdas mérések adatai, repülőgépes mérések, stb.), illetve modellek (korábbi időpontból induló igen rövidtávú) előrejelzései segítségével történt. Mivel az ERA-40 rács horizontális felbontása meglehetősen durva (a 100 km-t is meghaladja), az adatbázis csupán a nagyléptékű áramlási rendszerek jellemzőit írja le, így a domborzati viszonyok által nagymértékben befolyásolt regionális skálájú áramlási folyamatok sajnos nem jelennek meg benne. Igen sokrétű azonban a felhasznált megfigyelések forrása. A megfigyelések legnagyobb része az NCAR⁵-ből származik, valamint számos adat érhető el az NCEP-ből és az UKMO⁶-ból. A műholdas mérések közül 1972-től a VTPR⁷ adatait, míg később a TOVS⁸, az SSM/I⁹, az ESA¹⁰ Remote

³ ECMWF: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Európai Középtávú Időjárás Előrejelző Központ, Reading, Nagy-Britannia

⁴ NCEP: National Centers for Environmental Prediction, Amerikai Egyesült Államok Nemzeti Környezeti Előrejelző Központja, Washington DC, USA

⁵ NCAR: National Center for Atmospheric Research, Amerikai Egyesült Államok Nemzeti Légkörkutató Központja, Colorado, Boulder, USA

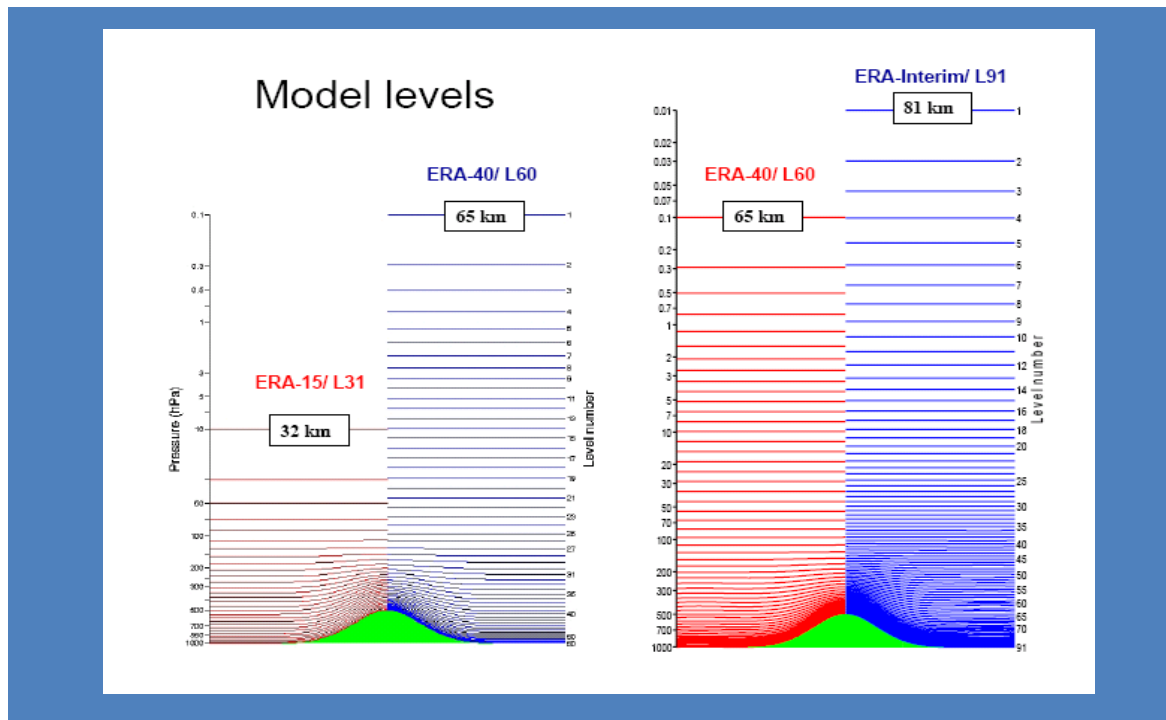
⁶ UKMO: United Kingdom Meteorological Office, Egyesült Királyság Meteorológiai Hivatala, Nagy-Britannia

⁷ VTPR: Vertical Temperature Profil Radiometer, Vertikális Hőmérsékleti Radiométer

⁸ TOVS: Tiros Operational Vertical Sounder, TIROS Operatív Függőleges Szondázó

Sensing Satellite (Távérzékelő műhold), illetve az Advanced TOVS adatait használja fel a re-analízis.

A meteorológiai mezők előállítására az ún. 3D-VAR adatasszimilációval történt, melyek természetesen eleget tesznek a fizikai törvényszerűségeket tükröző kényszerfeltételeknek is. Az internetről letölthető, egész Földet lefedő bázis felbontása 2.5° , létezik azonban egy 1° -os rácsfelbontással rendelkező adatbázis is, ez azonban a publikum számára nem hozzáférhető.



6. ábra: A modell-szintek fejlődése (Forrás: ECMWF honlap, 2008)

Az Országos Meteorológia Szolgálat segítségével az ECMWF honlapján szabadon hozzáférhető, ún. ERA Interim adatbázis 1.5° -os, 6 órás felbontású adatai helyett lehetőségem nyílt arra, hogy az 1989-től egészen 2008-ig felölelő időszakra 0.5° -os, 3 órás adatokkal tudjam vizsgálataimat folytatni. Az ERA Interim adatbázis jóval átfogóbb, mint az ERA-40, a benne szereplő nyomási szintek száma például 23-ról 37-re növekedett (6. ábra) és további felhő paramétereket is tartalmaz. A legfőbb előrelépések az ERA-40 és az ERA-Interim adatbázis között a következők (ECMWF honlap, 2008):

⁹ SSM/I: Special Sensor Microwave/Imager, Speciális Mikrohullámú/Képképző Szenzor

¹⁰ ESA: European Space Agency, Európai Űrkutatási Ügynökség

→ *Adatasszimiláció:*

- A kezdeti feltételek előállítása 4D variációs, 12 órás asszimilációval történik.
- Sűrűbb horizontális felbontás.
- A háttérhibák kikötésének jobb megfogalmazása.
- Új nedvességanalízis.
- Továbbfejlesztett modellfizika.
- Az adatok minőség-ellenőrzése az ERA-40 és a JRA-25 adatbázis tapasztalatainak igénybe vételével.
- Variációs eltérés korrekciója műholdas sugárzási adatokkal, és további előmenetel az eltérések kezelésében.
- Továbbfejlesztett, gyorsabb sugárzás átviteli modell alkalmazása.

→ *Megfigyelések:* az ERA-Interim felhasználja egyrészt az ERA-40 adatait, ám kiegészíti azt az ECMWF archívumával, illetve néhány figyelemre méltó kivétellel; többek között:

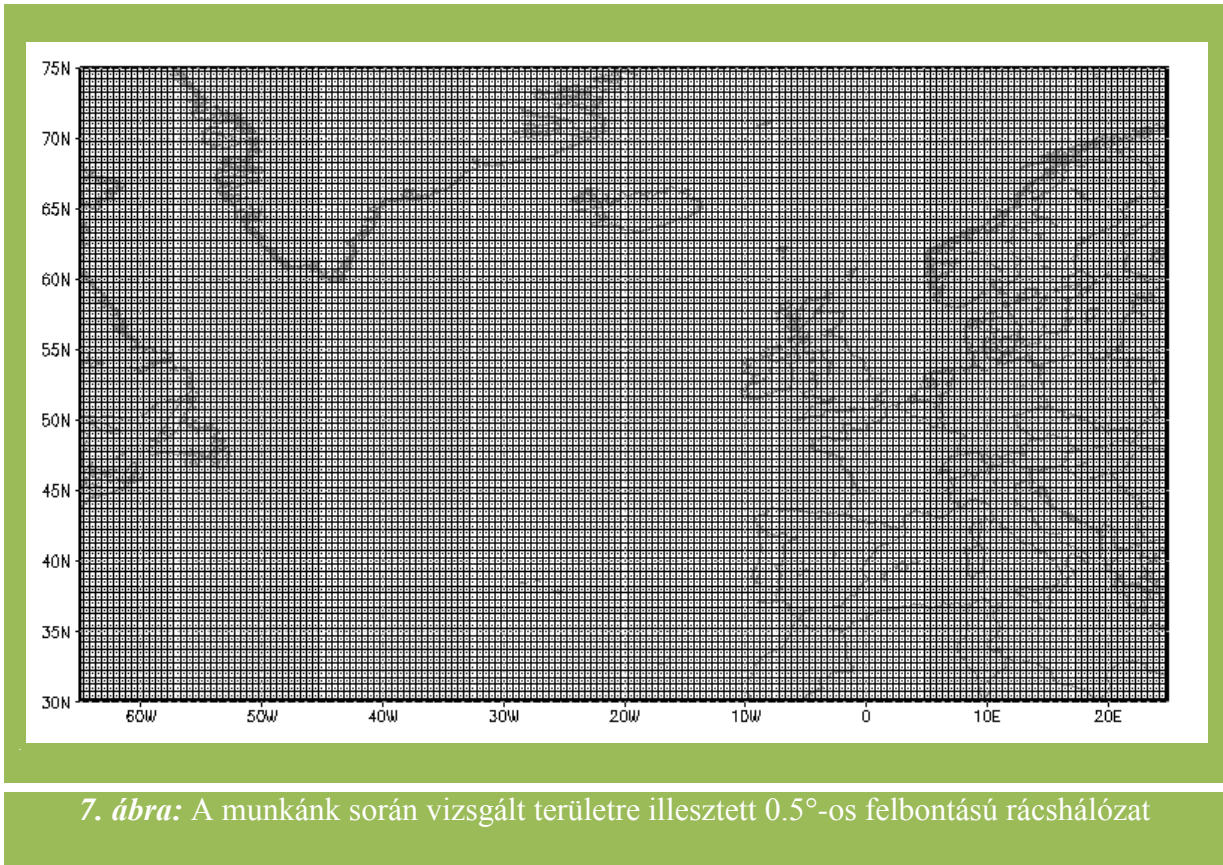
- Hullámmagasság-mérések: egy új, az ESA-tól megszerzett ERS hullámmagasság-mérő adatkészlete, mely egységesebb, jobb minőségű adatokat szolgáltat, mint amit az ERA-40 számára a Fast Delivery Dataset nyújtott 1991 augusztusa után.
- Szelek és felhőmentes sugárzások: az EUMETSAT¹¹ által nyújtott újra feldolgozott szél és tiszta égen történő sugárzási adatok a Meteosat-2 (1982-1988) szolgáltatta az ERA-40 számára, majd ezt egészítették ki később újabb Meteosat adatokkal az ERA-Interim számára.
- Ózon profilok: újra feldolgozott GOME¹² adatok a Rutherford Appleton Laboratóriumból, melyek az ózon-profilokhoz szükséges információkat 1995-től szolgáltatják.

¹¹ EUMETSAT: European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites, Meteorológiai Műholdak Hasznosításának Európai Szervezete

¹² GOME: Global Ozone Monitoring Experiment, Globális Ózonmegfigyelő Kísérlet

- Rádiószondás mérések: CHAMP GPS mérések UCAR általi feldolgozása és archiválása a 2001 közepétől 2006 közepéig terjedő időszakra. A későbbiekben a CHAMP, a GRACE és a COSMIC vevőket állítottak operatív működésbe.

→ *Alsó peremfeltételek:* a határfeltételek mezőit 2001-ig az ERA-40 re-analizisból vették át, míg a későbbi időpontokban ezen mezőket az ECMWF szolgáltatja.



A viharciklonok detektálásáról szóló vizsgálatokat egy 16290 rácspontot tartalmazó, 181×91-es rácshálón végeztük (lásd 7. ábra), a nyugati hosszúság 65°, a keleti hosszúság 25°, valamint az északi szélesség 30° és 75° által körül zárt területen.

3.2. AZ ADATOK KONVERTÁLÁSA

Az adatfájlokat az Országos Meteorológiai Szolgálat grib¹³ formátumban tette számunkra elérhetővé, mely fájlok megnyitásához a GrADS¹⁴ programot hívtam segítségül. Ezt a szoftvert eredetileg a NASA¹⁵ Advanced Information System Research Program (Program a Fejlődő Információs Rendszer Kutatásáért) keretein belül fejlesztették ki, de segítette, és a további fejlesztésben részt vett a NOAA¹⁶, az Amerikai Egyesült Államok Nemzeti Tudományos Alapja, és egyéb szervezetek is.

A GrADS program többszintű adatmezők kezelésére és megjelenítésére egyaránt kiválóan alkalmas; nagy előnye, hogy az egyszerű megjelenítésen kívül könnyen kezelhető az adatmezők idősorainak lejátszása; illetve a mezősorokkal további egyszerű műveletek végezhetők, melyek eredményei azonnal grafikusán ábrázolhatók. A modell adatok vizualizációjára alkalmas programot elsősorban oceanográfusok és meteorológus számára fejlesztették ki, de mellettük más földtudományok kutatói számára is nagy segítséget nyújthat. A szoftver DOS operációs rendszerben vagy LINUX alatt egyaránt futtatható, az újabb verziók már Windows alatt is működnek.

Munkánk során GrADS segítségével megjelenítettük, verifikáltuk, illetve átkonvertáltuk adatsorainkat bináris formátumba, hogy a programjainkhoz megfelelő input formátumot biztosíthassunk. Az adatok havi és éves felbontású grib fájlokban álltak rendelkezésünkre, a folytonos adatsorok és konzisztens eredmények érdekében a napi 4 helyett csak 0 és 12 UTC-kor választottuk az analízist, a többi időlépcsőbe előrejelzési mezőket tettünk.

A GrADS később a viharciklonok pályáinak beazonosításánál, ellenőrzésénél nyújtott nagy segítséget, a térképek egyszerű időbeli léptethetősége miatt (*GrADSs honlap, (2003)*).

¹³ grib: Gridded Binary, rácshálóra megadott bináris adathalmaz

¹⁴ GrADS: Grid Analysis and Display System, Rácshálózat Elemző és Megjelenítő Rendszer mozaikszavaiból összeálló elnevezés

¹⁵ NASA: National Space Agency, Amerikai Egyesült Államok Nemzeti Űrkutatási Ügynöksége

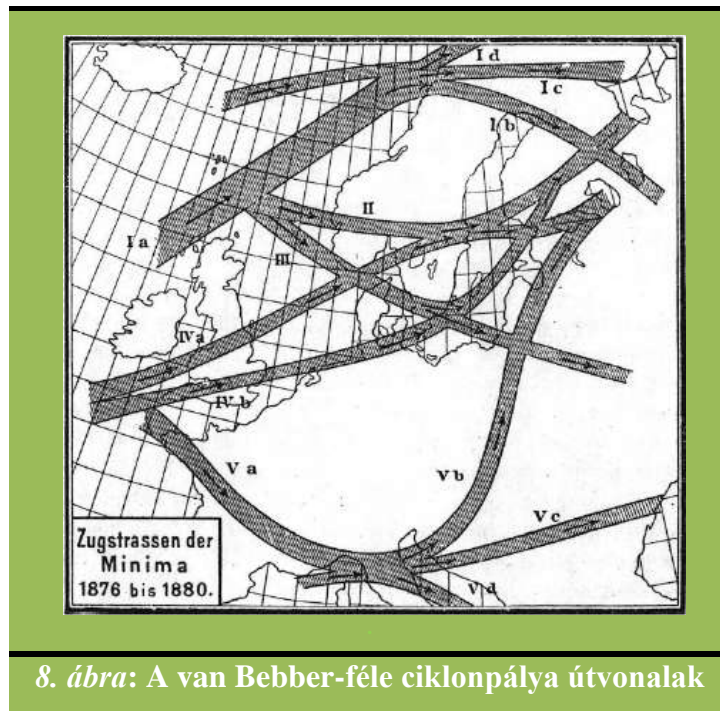
¹⁶ NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration, Amerikai Egyesült Államok Óceáni és Meteorológiai Hivatala

4. A VIHARCIKLONOK OBJEKTÍV DETEKTÁLÁSÁNAK BEMUTATÁSA

4.1. Korábbi ciklonpálya-kereső algoritmusok, vizsgálatok áttekintése

A különböző alacsonynyomású képződmények haladási irányának, fejlődésének, élettartamának előrejelzése rendkívül összetett és nehéz feladat. Az aktuális időjárási helyzet komplex analizálásakor a szinoptikus a rendelkezésre álló megfigyelési, mérési információk felhasználásával; a szinoptikus elvek és a numerikus modellek segítségével készíti el prognózisát. Egy viharciklon élettartamát, útvonalát különösen sok tényező befolyásolja, hirtelen kialakulása, rövid élettartama és gyors leépülése miatt sok fejfájást okoz a szinoptikusoknak, ezért is fontos e képződmények természetének pontosabb megismerése.

Az elmúlt évtizedek során napvilágot látott re-analízisek, globális klimatológiai adatsorok nagy segítséget nyújtottak a vonulási útvonalak, a ciklonok fejlődését befolyásoló tényezők tekintetében, hiszen a rendelkezésre álló rácsponti adatok felhasználásával több kutató is számítógépes algoritmust készített a ciklon trajektóriák meghatározása végett. Következzen tehát a térségre készült ciklon trajektória keresési alkalmazások áttekintése.



Több kutató foglalkozott már Földünk különböző körzetein belüli trajektória vizsgálatokkal. A legelterjedtebb tipizáció van Bebber nevéhez fűződik (*van Bebber, 1891*). A napjainkban is használatos van Bebber-féle ciklonpálya útvonalak az 1875 és 1890 közötti időszak adatai alapján lettek meghatározva (8.ábra).

Az I. pályán mind télen, mind nyáron vonulnak ciklonok. A II. és III. pályán főként télen, a IV. útvonalat pedig leginkább ősszel és nyáron látogatják. Az V/a pálya főleg télen, az V/b pálya tavasszal, valamint októberben gyakori. A ciklonok vonulásának gyakorisága az I. pályán a legnagyobb: télen a ciklonok 31, nyáron 39%-a vonul itt. A további sorrend: IV. (12 és 22%), majd V. pálya (13-18%). A vonuló ciklonok a vezető áramlással mozognak, annak irányába, sebességének átlagosan 80%-val. Az európai ciklonok átlagos vonulási sebességéről a 3. táblázat segítségével nyerhetünk általános képet.

3. táblázat: Az európai ciklonok átlagos vonulási sebessége (Sándor Valéria és Wantuch Ferenc, 2004: <i>Repülésmeteorológia</i>)	
57 %	<27 km/h
29 %	27-44 km/h
15 %	>44 km/h, de egyes fiatal ciklonok sebessége elérheti a 100 km/h-t is

A konkrét algoritmusokkal kapcsolatban a legtöbbet *Serreze (1995)* és *Serreze et al. (1997)* cikkeiben olvashatunk. Vizsgálataikat nyári és téli arktikus ciklonokat határoztak meg az 1973-1992 közötti periódusra. Algoritmusukban 2.5°x2.5°-os térbeli, 6 órás időbeli felbontású tengersizintre számított nyomási adatokat használtak; a potenciális ciklonközeppontokat a nyomási gradiens értékek alapján határozták meg. Módszerük során a ciklonok pályájának folytatását a középpontként kijelölt rácspont 600 m-es környezetében keresték a következő időlépcsőben. Kimutatták, hogy az általuk vizsgált közel 20 éves időszakban a ciklonok gyakorisága nőtt, míg élettartamuk csökkent. Később kibővítették vizsgálataikat az 1966-tól 1993-ig felölelő időszakra, felhasználva a ciklonaktivitás izlandi alacsonynyomás (IL¹⁷) helyzetéhez, illetve az Észak-Atlanti Oszcilláció (NAO¹⁸) változékonyságához kapcsolódó összefüggéseket.

¹⁷ IL: Icelandic low, izlandi alacsonynyomás, izlandi minimum

¹⁸ NAO: North Atlantic Oscillation, Észak-Atlanti Oszcilláció

Zhang et al. (2004) írásában szintén az arktikus ciklonok vizsgálatáról olvashatunk; azok évközi változékonyságát, valamint klimatikus viselkedését elemezték az éghajlatváltozás függvényében. Vizsgálataikhoz a 6 órás időbeli, 2.5°x2.5°-os térbeli felbontású adatokat a NCEP-NCAR adatbázis szolgáltatta. Felhasználták ugyan Serreze algoritmusát, de azon túlmenően bevezették az ún. ciklon aktivitási indexet (CAI¹⁹) is. Definíciója szerint a CAI a ciklon-középpontok tengerszinti nyomásának és az adott rácspont havi átlagos nyomásának abszolút értékben vett különbségeit összegzi az egy hónapban előforduló összes ciklon minden időlépcsőjére. Szemléletesebben kifejezve ez azt jelenti, hogy ha egy adott rácspont felett sok mély ciklon vonul át, akkor az adott havi CAI nagy, ha kevés, akkor a CAI értéke kicsi.

	CAI anomaly larger than 1.0σ	CAI anomaly less than -1.0σ
Winters	1967/68, 1975/76, 1989/90, 1990/91, 1991/92, 1992/93, 1994/95	1951/52, 1952/53, 1958/59, 1960/61, 1965/66, 1966/67, 1968/69, 1969/70
Summers	1967, 1975, 1989, 1990, 1991, 1992, 1994	1951, 1952, 1958, 1960, 1965, 1966, 1968, 1969

4. táblázat: A CAI anomáliák változása a XX. század második felében (Forrás: *Zhang et al. (2004)*)

Az arktikus ciklonok aktivitása a XX. század második felében nőtt, míg a közepes szélességeken az 1960-as évektől az '90-es évek elejéig csökkent a ciklonok aktivitása. Megállapították, hogy az 1960-1970-es években negatív, míg az 1990-es években inkább pozitív CAI anomáliák voltak tapasztalhatóak (4. táblázat). Különösen nyáron nőtt az Északi-sark felől a közepes szélességekre belépő ciklonok száma és aktivitása.

Szintén Serreze módszerét használva mutatja be eredményeit *Gulev et al.(2002)*, illetve *Zolina et al.(2002)*. Az NCEP-NCAR 1958-1998 időszakot lefedő adatsora alapján megállapították, hogy míg az 1960-as években nőtt a mélyebb ciklonok gyakorisága, addig az 1970-es évek elején inkább a sekélyebb ciklonok voltak túlsúlyban. A szinoptikai szempontból fontos folyamatok intenzitásukat tekintve ellentétes tendenciákat mutattak az Észak-amerikai partvidéken, illetve az Atlanti-óceán északkeleti részén.

¹⁹ CAI: Cyclone Activity Index, ciklon aktivitási index

Blender és Schubert (2000) is a Serreze-féle eljárást alkalmazta, mely segítségével összehasonlították az ERA-40 és az NCEP-NCAR re-analízis alapján meghatározott ciklonpályákat. Vizsgálataik során kimutatták, hogy azonos felbontásnál az időlépcső meghatározóbb az eredmények jószágában, mint azonos időlépcsőnél a térbeli rács finomsága.

Schneidereit et al. (2005) szintén az ERA-40 adatbázissal folytatták vizsgálataikat, kimutatták, hogy Grönland délkeleti vidéke, illetve Izland között pontosan kivehető a ciklonok gyakoriságának, valamint intenzitásának az északi hemiszférán található maximuma (9. ábra).

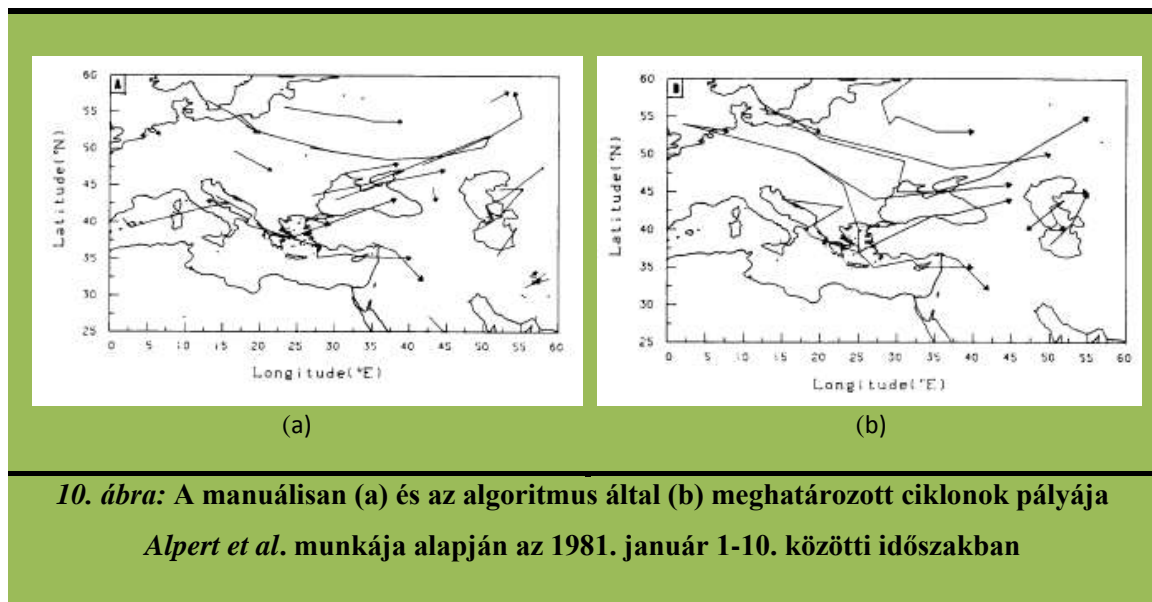


Raible et al. (2008) különböző módszerekkel vizsgálták a ciklonpályákat. Összehasonlították az ERA-40 re-analízis, illetve az NCEP-NCAR adatbázis felhasználásával készített klimatológiai vizsgálatokat, mellyel kimutatták, hogy az ERA-40 re-analízissel rendszeresen több ciklont és nagyobb aktivitást detektáltak, mint a másikkal. Három féle módszert alkalmaztak a ciklon trajektóriák meghatározására, alapvetően a ciklonpályák hossza alapján készítették vizsgálataikat. A trendanalízisek elvégzésével rámutattak arra, hogy mind a detektálási eljárás, mind a re-analízis adatkészletének megválasztása igen érzékeny paraméterként viselkedik a ciklonok útvonalának meghatározása során.

Felszíni légnyomásadatok helyett az 1000 hPa-os geopotenciál mezőket használta fel a ciklonpályák meghatározásához *Blender et al. (1997)*. Vizsgálataik során $1,1^\circ \times 1,1^\circ$ térbeli, és 6 órás időbeli felbontású ECMWF adatokkal dolgoztak; az 1990-1994 közötti téli időszakra

vonatkozóan 3 fő ciklonútvonal-csoportot különítettek el: a stacionáriust, a zonálist, és az északkelet felé haladót.

Sickmüller et al. (2000) vizsgálataikat az északi hemiszférára vonatkozóan végezték el 1979 és 1997 közötti téli félévekre az ECMWF re-análízisének segítségével. Keresési algoritmusukban a ciklonok trajektóriájának folytatását az 1000 hPa-os geopotenciál szint következő időlépcsőbeli minimum értékei alapján határozták meg. Ezeket az eredményeket összehasonlították a hagyományos ciklonpályákkal, melyek az 500 hPa-os geopotenciál szint felhasználásával lettek meghatározva. Kimutatták, hogy magas NAO-indexek esetén az atlanti térség ciklonjai észak felé tolódnak, és gyakoribbak közöttük az igen lassan mozgó képződmények. Vizsgálataik során rámutattak arra is, hogy az észak-atlanti térségben mozgó ciklonok előfordulásának gyakorisága kisebb az El Niño jelenséggel egybeeső időszakokban.



A mediterrán térségben előforduló ciklonpályák meghatározásával foglalkozott *Alpert et al. (1990)*. Munkájuk során 12 órás és $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ felbontású 1983-1987 közötti ECMWF adatbázis 7 geopotenciális magassági szintjére vonatkozó adatait használták fel.

Ciklonközéppont-meghatározó algoritmusukban a következő minimum-kritériumot adták meg a centrum körzetére: 100 km-enként 0,025 hPa-nál nagyobb nyomási gradiens értéknek kellett szerepelnie. Figyelembe vették továbbá a 700 hPa-os nyomási szint szélmezejét, valamint a ciklonközéppont haladási útvonalára is meghatároztak egy teljesítendő kritériumot: csak olyan ciklonközéppontokat kerestek, melyek a szélirány mint

nagy tengely által kijelölt ellipszisen belül helyezkedtek el. Módszerük azonban lényegesen simítja a manuálisan meghatározott, valós trajektóriákat (lásd 10. ábra). Ennek legfőbb oka, hogy a 700 hPa-os szélmező által kijelölt irány nem veszi figyelembe a felszíni hatásokat, mely a ciklonok élettartamát és fejlődését jelentősen befolyásolhatja.

A lokális nyomási minimumok közvetlen környezetében a nyomás Laplace-ának maximumait határozta meg, majd használta fel a trajektóriák meghatározásában *Murray és Simmonds (1991)*. Sajnos ez az eljárás azonban csak az extrém, szélsőségesen erős ciklonok esetében szimulálta a reális képet, erre később a különböző algoritmusok tesztelése, vizsgálata során *Pezza és Ambrizzi (2003)* is rámutatott.

A hamburgi klímamodell (ECHAM) által generált mezők alapján határozták meg a ciklonpályákat *König et al. (1993)*. A ciklonok pályájának meghatározásához az 1000 hPa-os geopotenciál mező mellett a 850 hPa-os relatív örvényességi mezőt használták fel. Több kritériumot is meghatároztak az azonosítás során. A ciklonközépponti örvényességnek maximálisnak, míg a geopotenciál értéknek a környezőknél legalább 20 gpm-mel magasabbnak kellett lenniük. Ezen túlmenően megkövetelték, hogy 16 további környező pontra a geopotenciál gradiense minimum 11 gpm/1000 km legyen; mely kritériummal a geopotenciál mező fluktuációit próbálták kiszűrni. Sajnos ez problémát jelent egy éppen születő peremciklon esetén; ugyanis lehet, hogy mind az anyaciklont, mind a peremciklont kizárja a meghatározás során. Megállapították, hogy módszerük finomabb időbeli felbontás esetén pontosabb, továbbá arra következtettek, hogy előreláthatóan a jövőben az Atlanti-óceán térségében a ciklonpályák enyhén északra tolódhatnak.

Bartholy et al. (2006) az európai makrocirkulációs helyzetek XX. századi gyakoriságváltozásait vizsgálta. Munkájuk során az ECMWF reanalízis adatbázisából származó, $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$ fokos térbeli felbontású, 1957- 2002-es időszakot lefedő, AT1000, AT850, AT700, AT500 szintű geopotenciál, valamint tengerszintre számított nyomási mezők felhasználásával végezték el a ciklonok detektálását, vizsgálatát. Az általuk vizsgált időszakban a ciklonaktivitás (CAI értékek alapján) télen erősebb volt, mint nyáron; a legintenzívebb ciklogenezist Grönland és Izland környékén detektálták.

A déli félteke robbanásszerűen fejlődő ciklonjairól készített összeállítást az 1979 és 1999 közötti időszakra *Lim és Simmonds (2002)* az NCEP adatbázis felhasználásával. A gyors ciklogenezisek sajátosságainak azonosításába objektív, automatizált ciklon- és trajektória kereső sémával kezdtek bele. Az eljárás figyelembe veszi a ciklonális bombák

nyomássüllyedésekor fellépő átlagos klimatológiai légnyomás térbeli ingadozásainak zavaró hatását, ami a déli féltekén különösen fontos. A déli hemiszférán átlagosan évi 26; míg az északi féltekén 45 robbanásszerűen végbemenő ciklogenezist ismertek fel. Megállapították, hogy az ilyen típusú, erős baroklinitáshoz kapcsolódó ciklonok gyakoribbak télen, ám esetükben még nagyobb mértékű szezonális ingadozás figyelhető meg, mint az észak hemiszférán. A déli félteke ciklonbombái nagyobb intenzitást mutattak, valamint mélyebbek voltak, mint általában az alacsony nyomású rendszerek. Eredményeik alapján kijelentették, hogy a vizsgált periódus alatt világszerte növekedett a ciklonális bombák száma.

4.2. *A depresszió-meghatározás kritériumai*

Figyelembe véve *Senders és Gyakum (1980)* gyors ciklonkeletkezési folyamatról szóló tanulmányában olvasható kritériumokat, a depressziók meghatározására az ERA-Interim adatbázis talajszintű nyomásmezőit (MSLP²⁰) hívtuk segítségül. A viharciklonok pályáinak meghatározása céljából készített algoritmusunk C-nyelven íródott, a munka végére egy közel 600 soros programot kaptunk.

Első lépésben az anticiklonális helyzetekhez kapcsolódó gyenge minimumok kiszűrését tűztük ki célul; azokat a kis nyomási gradienssel rendelkező, termikus eredetű depressziókat, melyek valójában nem ciklonok. Kezdetben a maximális légnyomás küszöbét az átlagos atmoszférikus nyomás értékével (1013,25 hPa) tettük egyenértékűvé, ezt a program tesztelése végén azonban jóval alacsonyabbra állítottuk be, hiszen célunk volt kiszűrni a hazánkban gyakran jelentős mennyiségű csapadékot hozó mediterrán ciklonokat is, melyekben a központi nyomás akár 990-995 hPa-ra is lecsökkenhet, ám időnként még 1005 hPa alá sem süllyed le.

A vizsgálat kezdetén a rendelkezésünkre álló nyomási mezőkből minden egyes időlépcsőben meghatároztuk a lokális minimumokat. Az algoritmus segítségével az összes rácspontban megállapítottuk, hogy nyomása kisebb, vagy nagyobb-e, mint az azt körülvevő szomszédos pontokban analízált érték. Amennyiben az érték kisebb volt, megnéztük a pont környezetében a nyomási gradiens értékét. A potenciális ciklonközéppontok meghatározására *Pattanytyús (2005)* és előzetes vizsgálataink alapján három feltételt adtunk meg:

²⁰ MSLP: mean sea level pressure

- (1) a legkisebb észlelt gradiens értéke a ciklonközéppont és a környező 8 rácspont között $0,07 \text{ hPa}/100 \text{ km}$,
- (2) a gradiens értéke a ciklonban a középpont iránya felé haladva negatív,
- (3) az adott rácsponton a nyomás kisebb, mint 990 hPa .

E három kritérium teljesülése esetén tehát az adott rácspontot potenciális ciklonközéppontként kezeltük, a keresést minden időlépcsőre elvégeztük.

4.3. *Ciklonközéppont-trajektóriák meghatározása*

A legnehezebb feladat a gyors ciklogenezis során fejlődő alacsony nyomású képződmények trajektóriáinak meghatározása volt, hiszen különböző feltételek beépítésével a rácspontok között olyan időbeni kapcsolatot kellett keresnünk, hogy a légköri jelenségeket folyamatukban tekinthessük.

Figyelembe véve, hogy a viharciklonok rövid életük során rendkívül gyorsan helyeződnek át, valamint az 1990 és 2000 közötti periódus ciklonális bombáinak statisztikai vizsgálatai alapján a 3 órás időlépcső alatt a ciklonközéppont áthelyeződését maximum 1000 km -re tettük. Ezt az algoritmusunkba a következőképpen építettük be: a meghatározott potenciális ciklonközéppontunk 8 grid sugarú körében kerestük a ciklon pályájának folytatását. E kritérium beiktatása azonban egy újabbat vont maga után: nem szabad elfelejteni ugyanis, hogy egy cikloncsalád megjelenésekor ekkora területen egy újabb ciklon is megjelenhet, például az anyaciklon és annak peremciklonja. Vizsgálatunk során emiatt csak akkor tekintünk egy ciklonközéppont folytatásának egy következő időlépcsőbeli minimumhelyet, ha a két rácsponthoz tartozó nyomásérték különbsége kisebb, mint 10 hPa . Ez az érték első olvasatra talán magasnak tűnhet, ám figyelembe véve, hogy ciklonális bombákról beszélünk, olykor még túl alacsonynak is számít. Viharciklonok esetén ugyanis nem ritka, hogy középpontjukban mindössze 3 óra leforgása alatt akár $20\text{-}25 \text{ hPa}$ -t esik, majd növekszik a légnyomás. Előfordulhat, hogy egy adott minimumhoz több lehetséges folytatás is tartozik, ebben az esetben mindig a földrajzilag legközelebb találhatóat tekintjük a ciklonpálya folytatásának.

A ciklonpályák folytonosságának érdekében határfeltételt adtunk arra is, hogy hány grid távolságon belül nem lehet 2 ciklonmag, ugyanis a több középponttal rendelkező depressziók

könnyen zavart okozhatnak egy trajektória meghatározásakor. A leszakadó peremciklonokat is figyelembe véve ezt 3 grid sugárra szabtuk ki, ami a valóságban körülbelül 150 km-t jelent.

Végül *Senders és Gyakum (1980)* által a viharciklonok definíciójára hagyatkoztunk; viharciklonként detektáltuk azon ciklonokat, amelyek középpontjában a legnagyobb nyomássüllyedés 24 óra leforgása alatt elérte a 24 hPa-t. Kihasználva, hogy 3 órás időbeli felbontású adatsor állt rendelkezésünkre, egyfajta előszűrőként beépítettük a programba, hogy egymást követő 3 időpontban a legnagyobb nyomásesés legalább 3 hPa/3 óra legyen.

A viharciklonok viszonylag rövid élettartama miatt (1-3 nap) a következő feltételt adtuk azok megszűnésére: legalább 8 fázisból (1 nap) kell állniuk a disszipálódásuk előtt.

A ciklonpálya-kereső algoritmus során minden egyes detektált nyomási képződményhez megkerestük a következő időlépcső nyomási mezejéből a ciklonpálya folytatását. Ha nem találtunk ilyet, a ciklont elöregedettnek tekintettük.

Az algoritmus futása során – a későbbi vizsgálatok céljából – a következő információk kerültek feljegyzésre:

1. az az időpont, amikor a ciklont először detektáltuk,
2. az, hogy hány időlépcsőn keresztül tudtuk követni a pályáját,
3. minden időlépcsőben a ciklonpálya földrajzi koordinátáit,
4. a ciklonpálya időlépcsőnkénti minimum nyomásértékeit.

Amennyiben a kritériumoknak megfelelő folytatást találtunk, akkor azt feljegyeztük, és a következő lépcsőben már csak a megmaradt potenciális helyek között kerestük a fennmaradó ciklonok pályáját. Ha olyan folytatást találtunk, melyet egyetlen korábbi ciklonhoz sem tudtunk kapcsolni, akkor úgy tekintettük, hogy ott új ciklon született. A ciklonpályák meghatározásánál kiszűrtük annak lehetőségét, hogy a trajektóriák metszik egymást; egyszerre mindig csak egy ciklon életét követtük végig, majd rajzoltuk ki trajektóriáját a C-program grafikus kimenetelének segítségével.

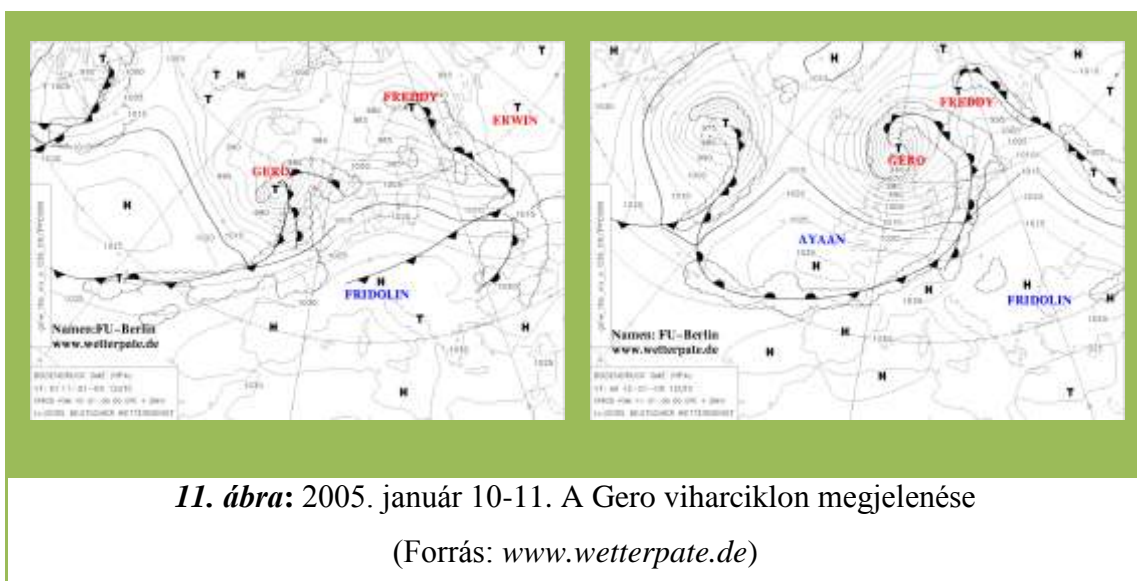
Összegezve tehát; a viharciklonok meghatározása céljából a következő kritériumokat szabtuk ki:

- adott rácsponton a nyomás legyen kisebb, mint 990 hPa,
- a legkisebb észlelt gradiens értéke a ciklonközéppont és a környező 8 rácspont között 0,07 hPa/100 km,

- a gradiens értéke a ciklonban a középpont iránya felé haladva negatív,
- 3 grid távolságon belül nem lehet 2 ciklonmag,
- a folytatás keresése 8 grid sugarú körben,
- egy ciklonközéppont folytatásának akkor tekintünk egy következő időlépcsőbeli minimumhelyet, ha a két rácsponthoz tartozó nyomásérték különbsége kisebb, mint 10 hPa,
- adott rácsponton a nyomás kisebb, mint 990 hPa,
- a viharciklon megszűnése előtt legalább 8 fázisból kell, hogy álljon,
- egymást követő 3 időpontban a legnagyobb nyomásesés legalább 3 hPa/3 óra legyen benne,
- a legnagyobb nyomássüllyedés 24 óra alatt érje el a 24 hPa-t.

4.4. Verifikáció

Az algoritmus segítségével detektált ciklonális bombák valóságához való hűségét tetszőlegesen kiválasztott, a Német Meteorológiai Szolgálat által hivatalosan is viharciklonná nyilvánított esetekkel vizsgáltuk. A program használatával kapott trajektóriákat az eredeti nyomásmezővel állítottuk párba, hasonlítottuk össze; szubjektív verifikációt végeztünk. A trajektória időlépcsőnkénti koordinátáit összevetettük a nyomásmezőn megjelenő lokális minimumok helyeivel, s ennek segítségével megvizsgáltuk, hogy módszerünk valóban megtalálja-e a viharciklonokat.



11. ábra: 2005. január 10-11. A Gero viharciklon megjelenése

(Forrás: www.wetterpate.de)

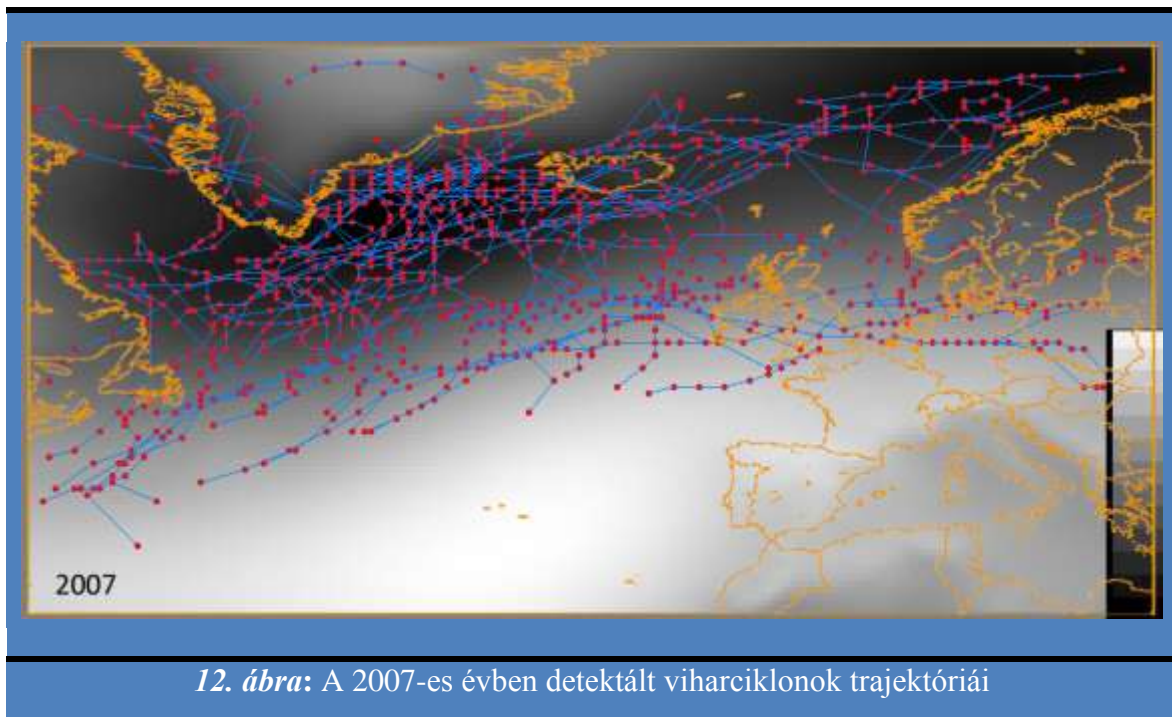
Az itt bemutatott példán a Gero névre keresztelt viharciklon (11. ábra) detektált pályáját figyelhetjük meg, feltüntetve a 3 óránként meghatározott potenciális ciklonközéppontokbeli légnyomás-értékekkel. A háttérben az adott időponthoz tartozó eredeti nyomásmezőt láthatjuk. A viharciklon először 2005. január 10-én, 15 UTC-kor jelent meg az é. sz. 45° , ny. h. 33° közelében, amelynek útját egészen január 13. 12 UTC-ig követtük, ekkor érte el az általunk vizsgált terület keleti határszélét. A viharciklon kialakulásakor a Skandináv-félsziget keleti partjainál is megfigyelhető volt egy másik depresszió, de a viharciklon útvonalának meghatározása ennek ellenére helyesen történt. A Gero trajektóriájának elhelyezkedését az eredeti nyomásmezőhöz képest tartalmazó ábrákat az I. számú függelék tartalmazza.

A gyors mozgású ciklonális bomba január 11-én este és 12-én a kora reggeli órákban Észak-Írországból és Skócia északnyugati részén a Saffir-Simpson-féle skála szerinti 3. fokozatnak megfelelő, közel 60 m/s-os szelet produkált. A viharos szél és a dagály kettőse az alacsonyabban fekvő területeken áradást okozott, összesen 6 ember vesztette életét, közel 85000 háztartás maradt áram nélkül (*Netweather honlap, 2005*).

5. EREDMÉNYEK

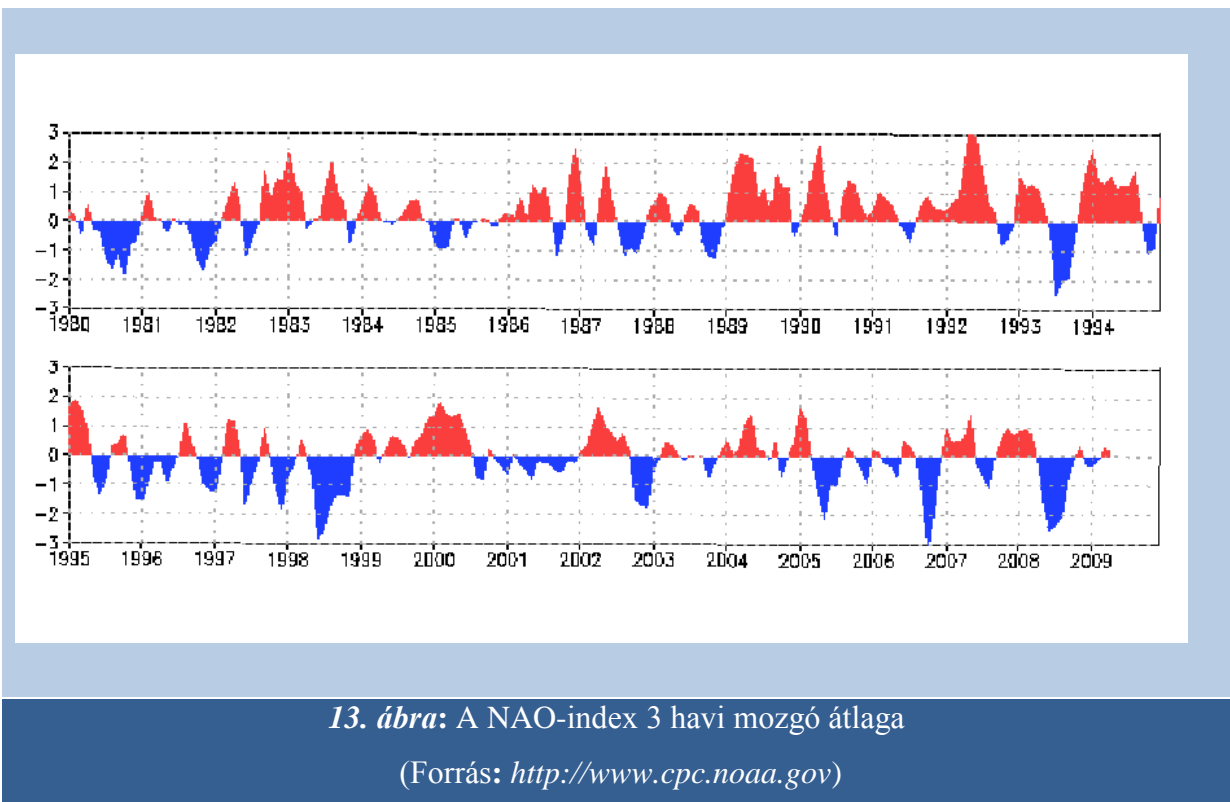
5.1. Viharciklon pályák

Algoritmusunkkal az 1989-2008 közötti időszakra összesen 871 darab viharciklont azonosítottunk, ami azt jelenti, hogy a vizsgált periódusban évente átlagosan 44 darab viharciklon keletkezett az atlanti-európai térségben. Ahogyan korábban említettük, *Lim és Simmonds (2002)* 1979 és 1999 között a déli féltekén átlagosan évi 26; míg az északi hemiszférán 45 robbanásszerűen végbemenő ciklogenezist ismertek fel; *Sanders és Gyakum (1980)* az általuk vizsgált, 1978. szeptember 1-jén kezdődő 9 hónapos periódus során a 37 mély, alacsony nyomású képződmény közül 31 esetet minősített ciklonális bombává - ehhez viszonyítva eredményünk igen biztatónak mondható. A detektált viharciklonok éves felbontásban kirajzolt útvonalait ábrázoló képeket a II. számú függelék tartalmazza, a 12. ábrán a 2007-es évben detektált viharciklonok trajektóriája látható (háttérben az átlagolt nyomásmezővel).



5.2. Ciklonaktivitás vizsgálat

Az éghajlati rendszerben kiemelt szereppel bírnak az óceáni és légköri cirkulációs folyamatok, valamint azok kölcsönhatásaik. A legkomplexebb jelenség a bizonyos szabályossággal bekövetkező ENSO²¹ (El Niño/Déli Oszcilláció) eseményegyüttes, melyről számos hazai tanulmány, publikáció áll rendelkezésünkre (*Bartholy és Pongrácz (1998); Pongrácz (1999)*, stb.). Az általunk vizsgált térségre azonban ennél földrajzilag közelebb található meg az Észak-Atlanti Oszcillációt (NAO²²). A megfigyelések alapján az azori szubtrópusi magas-nyomású és az izlandi alacsony-nyomású akciócentrum intenzitása szorosan összefügg. Ez különösen igaz a téli időszakban, amikor Izland térségében az átlagosnál jóval alacsonyabb nyomású ciklonok, míg az Azori-szigeteken a szokásosnál magasabb nyomású anticiklonok alakulnak ki (*Barnston és Livezey, 1987*).



A 13. ábrán az 1980-tól 2009 áprilisáig tartó időszakra vonatkozó NAO-indexek 3 havi mozgó átlagát láthatjuk. A NAO pozitív fázisú állapota a tengerszinti légnyomás térbeli dipólus szerkezetének intenzívebbé válását jelenti, mely az átlagoshoz képest erősebb nyugati

²¹ ENSO: El Niño/South Oscillation, El Niño/Déli Oszcilláció

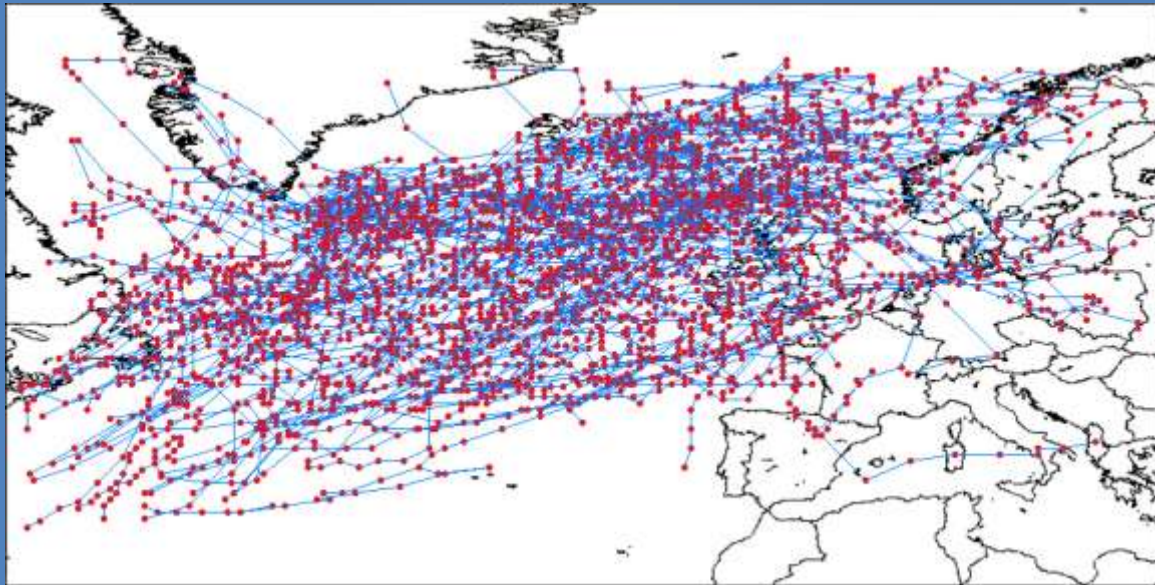
²² NAO: North Atlantic Oscillation, Észak-Atlanti Oszcilláció

áramlással jár együtt a közepes földrajzi szélességeken (Pongrácz, 2003). Ennek, valamint Rogers (1997) kutatásainak megfelelően Észak-Európában, illetve Grönland déli területein a téli évszakban a viharok aktivitásának és számának növekedését vártuk pozitív NAO-indexek esetén, melyet az algoritmusunk segítségével detektált viharciklonok mennyisége, valamint eloszlása szépen tükröz (14. ábra). Az 1990-es, 1992-es, 1994-es, 1999-es, 2000-es, illetve 2007-es évek mindegyike pozitív NAO-indexszel volt jellemezhető, és ahogy a 14. ábrára illesztett kétperiódusú mozgóátlag-trendvonal is jól mutatja, ezekben az években a detektált viharciklonok számát tekintve is lokális maximumokat figyelhetünk meg.



14. ábra: Az 1989-2008 között detektált viharciklonok száma és trendje

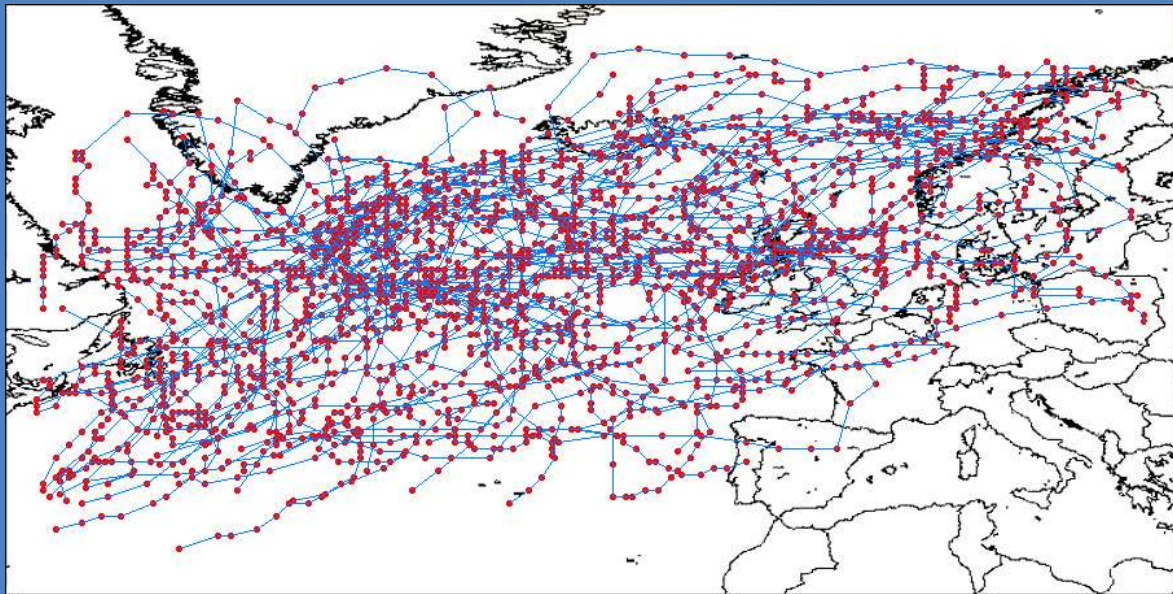
Ezzel ellentétben a NAO negatív fázisában a szokásosnál gyengébb Izland-környéki alacsony nyomású centrum alakul ki, ennek következtében pedig lecsökken a meridionális irányú nyomási gradiens értéke (Pongrácz, 2003). Az 1995-1996-os, a 2001-es, a 2005 és 2006-os, valamint a 2008-as években a detektált viharciklonok alacsonyabb száma, a diagramon megjelenő minimumok tehát feltehetőleg összefüggésben állnak az adott évekre vonatkozó negatív NAO-indexekkel. Bár az utolsó néhány évet tekintve valamelyest növekedett a viharciklonok száma, a teljes vizsgált periódust tekintve csökkenő trendet mutatnak.



15. ábra: Pozitív NAO fázis alatt detektált viharciklonok (1990-1994-1999)

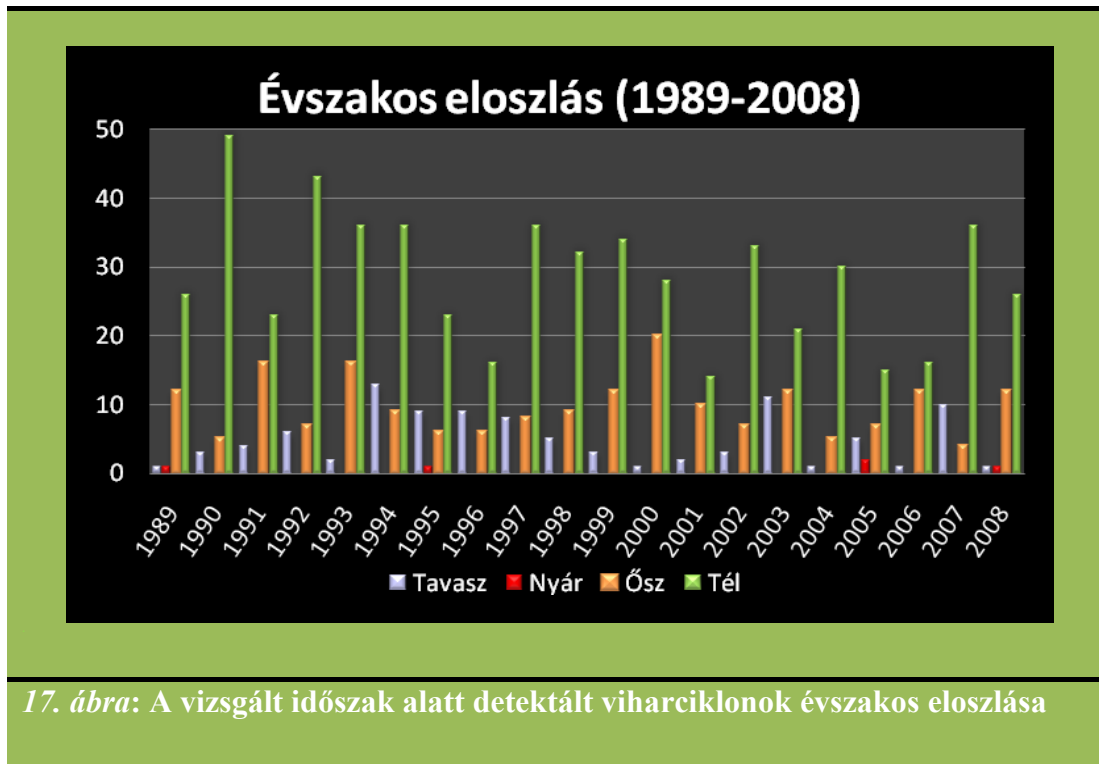
A NAO pozitív, illetve a negatív fázisú évei közül kiválasztottunk hármat-hármat, a megjelölt időszakok alatt detektált viharciklonokat láthatjuk a 15., illetve 16. ábrákon. Az első látásra csak kusza vonaloknak tűnő trajektóriákat jobban megvizsgálva észrevehető, hogy a pozitív, illetve negatív NAO fázis idején a viharciklonok számán túlmenően az alapvető áramlási irányokban is különböznek. Pozitív fázis idején zonális, míg negatív NAO-indexek esetén inkább meridionális jelleg figyelhető meg, nagyobb a ciklonpályák szórása. Korábban *Pongrácz (2003)* részletesen vizsgálta a NAO hatását a regionális klímára, megnyugtató, hogy az övéhez hasonló eredményeket kaptunk. Pozitív NAO fázis idején a zonális MCP²³ típusok relatív gyakoriságának jelentős mértékű növekedését, míg negatív NAO fázis alatt a meridionális jellegű MCP típusok nagyobb előfordulási valószínűségét állapította meg. Az áramlási főirányokat tekintve a pozitív fázis idején a nyugati áramlással jellemezhető MCP típusok megnövekedett arányát figyelte meg, ezzel ellentétben negatív fázis alatt az északi áramlású MCP típusok előfordulásában tapasztalt jelentős növekedést.

²³ MCP: makrocirkulációs típusok



16. ábra: Negatív NAO fázis alatt detektált viharciklonok (1995-2001-2006)

Szinoptikai fejlődésüket tekintve a viharciklonok meglehetősen különbözőek, ám az eddig elvégzett vizsgálatok azt mutatják, hogy ezek a hirtelen kialakuló ciklonok általában fokozott magaslégtéri baroklinitáshoz kapcsolódnak. A detektált viharciklonok közül szűrőpróbaszerűen kiválasztottunk néhányat; az esetek többségében valóban nagy kiterjedésű, erős baroklinitású zóna húzódott a viharciklonok pályájának közelében. A klasszikus ciklogenezis folyamata szerint az erős vertikális szélnyírás eredményezi az erős baroklinitást, amely hajlamos arra, hogy a kis kezdeti zavarból indulva intenzív ciklont, esetleg viharciklont formáljon. Feltehetőleg részben ezzel is magyarázható a viharciklonok számának nagyfokú szezonális változékonysága, hiszen télen a troposzférában felfedezhető erős hőmérsékleti gradiensek erős poláris jet kialakulásához vezetnek, amely nagyban segítheti a konvekciót, valamint a ciklogenezist. A detektált viharciklonok több mint fele, összesen 66 %-a télen volt megfigyelhető. Az algoritmusunk segítségével meghatározott esetek 22%-a az őszi évszakban, 11%-a tavasszal, és mindössze 1%-a volt nyáron kimutatható (17.ábra). Utóbbit a mediterrán térség egy-egy ciklonja adja, ezekben ugyanis a légnyomáskülönbség szűk területre terjed ki, s akár 990-995 hPa értékre is csökkenhet, így bizonyos esetekben eleget tesznek az általunk felírt trajektória meghatározási kritériumoknak.



5.3. A detektált viharciklonok középponti nyomásának vizsgálata

Statisztikai vizsgálatot végeztünk a detektált viharciklonok középpontjában feljegyzett minimumnyomásokról, kielemeztük, hogy az esetek hány százalékában esett a légnyomás 980 hPa, 970 hPa, 960 hPa, 950 hPa illetve 940 hPa alá.



Az erről készített összesítést az 5. táblázat tartalmazza, valamint a 18. ábra segítségével próbáltuk szemléletesebbé tenni. Az időszak alatt detektált viharciklonok mindössze 18 százalékában süllyedt a légnyomás 940 hPa; 40 százalékában 950 hPa alá. A ciklonális bombák légnyomásának abszolút minimuma az esetek 99%-ban 980 hPa-nál, 97%-ban 970 hPa-nál is alacsonyabb volt.

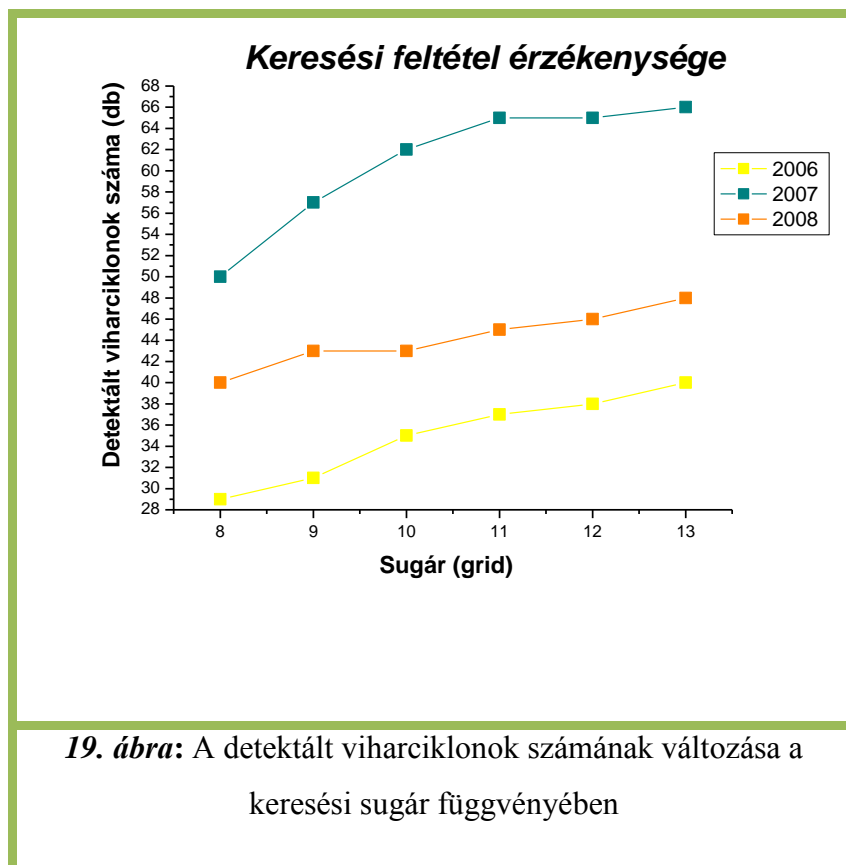
	980 hPa	970 hPa	960 hPa	950 hPa	940 hPa
1989	100	100	78	40	10
1990	100	94	80	63	45
1991	100	98	84	40	7
1992	100	96	80	54	50
1993	100	98	74	54	52
1994	100	98	84	45	17
1995	95	87	69	26	21
1996	97	97	81	23	0
1997	100	100	81	60	19
1998	100	96	73	21	0
1999	98	96	86	55	43
2000	100	100	90	47	8
2001	100	100	81	38	0
2002	100	98	86	49	16
2003	100	91	43	18	14
2004	100	100	72	44	17
2005	100	97	59	28	10
2006	100	93	83	38	10
2007	98	96	72	18	2
2008	100	100	73	40	10
Összesen	99%	97%	76%	40%	18%

5. táblázat: A detektált viharciklonok középpontjában feljegyzett abszolút minimum nyomások százalékos eloszlása

A NAO pozitív és negatív fázisainak ingadozása a ciklonok számán túlmenően azok mélységében is kimutatható. 1990-ben, az 1992-93-as években, 1999-ben, azaz a NAO pozitív indexei esetén jóval több esetben süllyedt a középponti légnyomás 950, 940 hPa alá, mint például az 1996-os, 1998-as, 2001-es, negatív NAO fázisú évek esetén, mely évek során egyetlen viharciklon nyomása sem esett 940 hPa alá.

5.4. Érzékenységvizsgálat

Az érzékenységvizsgálatunk elsődleges célja a detektálásban rejlő bizonytalanságok és kockázatok definiálása és kvantitatív becslése volt. Ahogyan egy modell esetében fontos az előrejelzést leginkább módosító tényezők felismerése, úgy itt is lényeges pont a ciklonpályákat leginkább modifikáló feltételek megvizsgálása, illetve a kapott eredmények fényében a változók esetleges módosítása, iterációja.



Algoritmusunkba 10 kritériumot építettünk be a viharciklonok trajektóriáinak minél pontosabb detektálása végett, ezek közül a legérzékenyebbnek az mutatkozott, hogy potenciális ciklonközpontunk hány grid sugarú környezetében kerestük a viharciklon pályájának folytatását; így teszteléseink közül jelen esetben ennek eredményét közöljük. A 19. ábrán a 2006-2008 közötti időszakra végzett teszt kimenetét szemlélteti. Láthatjuk, hogy a keresési sugár növelésével közel lineárisan emelkedik a detektált ciklonok száma is.

6. ESETTANULMÁNYOK

6.1. Három pusztító vihar Európában 1999 decemberében

1999. decemberében 3 heves vihar is sújtotta Európát, amely több mint 130 ember életét követelte, és mintegy 13 milliárd eurónak megfelelő pusztítást végzett. Az első vihar Dániát, illetve Németország északi részét sújtotta december 3-án. A Német Meteorológiai Szolgálat (DWD) ennek a ciklonnak az Anatol nevet adta. Az Északi-tenger dán és német partján a viharos, 50 m/s-ot is meghaladó szél hatalmas hullámokat korbácsolt. Szintén extrém szélsőségeket okozott Dánia középső, és keleti felén; Koppenhágában például 43 m/s-os szelet regisztráltak. A *Dán Meteorológiai Szolgálat jelentése (2000)* szerint ez volt a század legerősebb, Dánián végigsöprő vihara. A második vihar december 26-án érkezett, ezt az alacsony nyomású képződményt a Lothar néven emlegetik azóta. Ez a viharciklon Franciaország északnyugati és déli felén, valamint Svájcban hagyta pusztításának nyomait. Súlyos károk keletkeztek a Párizst körülvevő ipari körgyűrűben, és számos turisták által kedvelt helyszínen. A Notre Dame Székesegyház három díszorma is lezuhant, és beomlott a sekrestye északi szögletének egy része is. A gótikus építészet csodájaként számon tartott Sainte-Chapelle-nek egy harangtornyát egyenesen „lefejezte” a ciklon, emellett Versailles híres parkjának környékén is számos kár keletkezett. A Párizs-Orly repülőtéren a regisztrált szélsebességek többször meghaladták az 50 m/s-os értéket. A két nagy párizsi repülőtér, valamint a strasbourgi és a bázeli légikikötő működésének átmeneti szünetelése miatt a nizzai repülőtéren is késések mutatkoztak és járatok maradtak ki. Törölték a nagy sebességű vasút (TGV) Cote d’Azur-ról Párizsba induló összes járatát.



20. ábra: A Lothar viharciklon által okozott pusztítás

Németországban (Karlsruheban: 41 m/s) és Svájcban (Bern: közel 37 m/s) a folyamatos, heves szellőkések számtalan fát kicsavartak a földből (20. ábra). Németországban milliós károkat és 15 ember halálát okozta a vihar, a Fekete-erdőben a vágányra zuhant fák miatt kisiklott egy gyorsvonat.

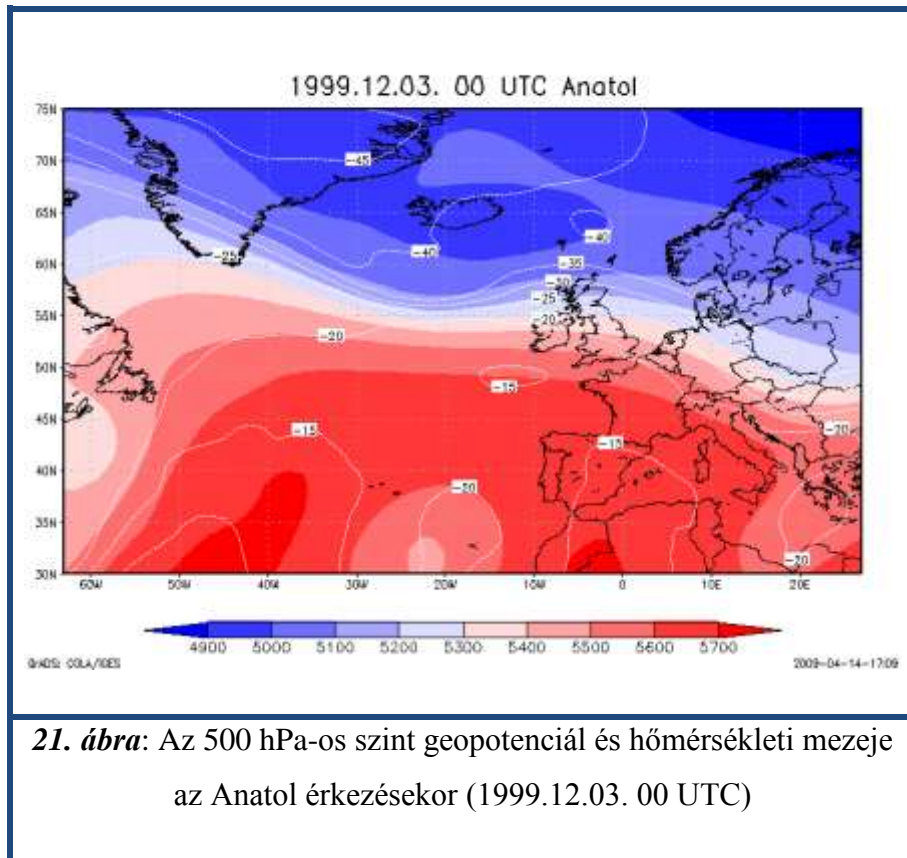
Mindössze egy nappal később, december 27-én a Martin nevet viselő alacsony nyomáshoz kapcsolódó viharciklon csapott le Dél-Franciaországra és Spanyolország északi felére. Ezúttal a szellőkések csúcserőssége 40 m/s körül alakult. A Bordeauxtól Clermont-Ferrandig terjedő övezetben számos közúti fennakadásról érkeztek tudósítások és több megyére kiterjedő térségben következett be áramkimaradás.

6.1.1. Az Anatol (1999. december 2-4.)

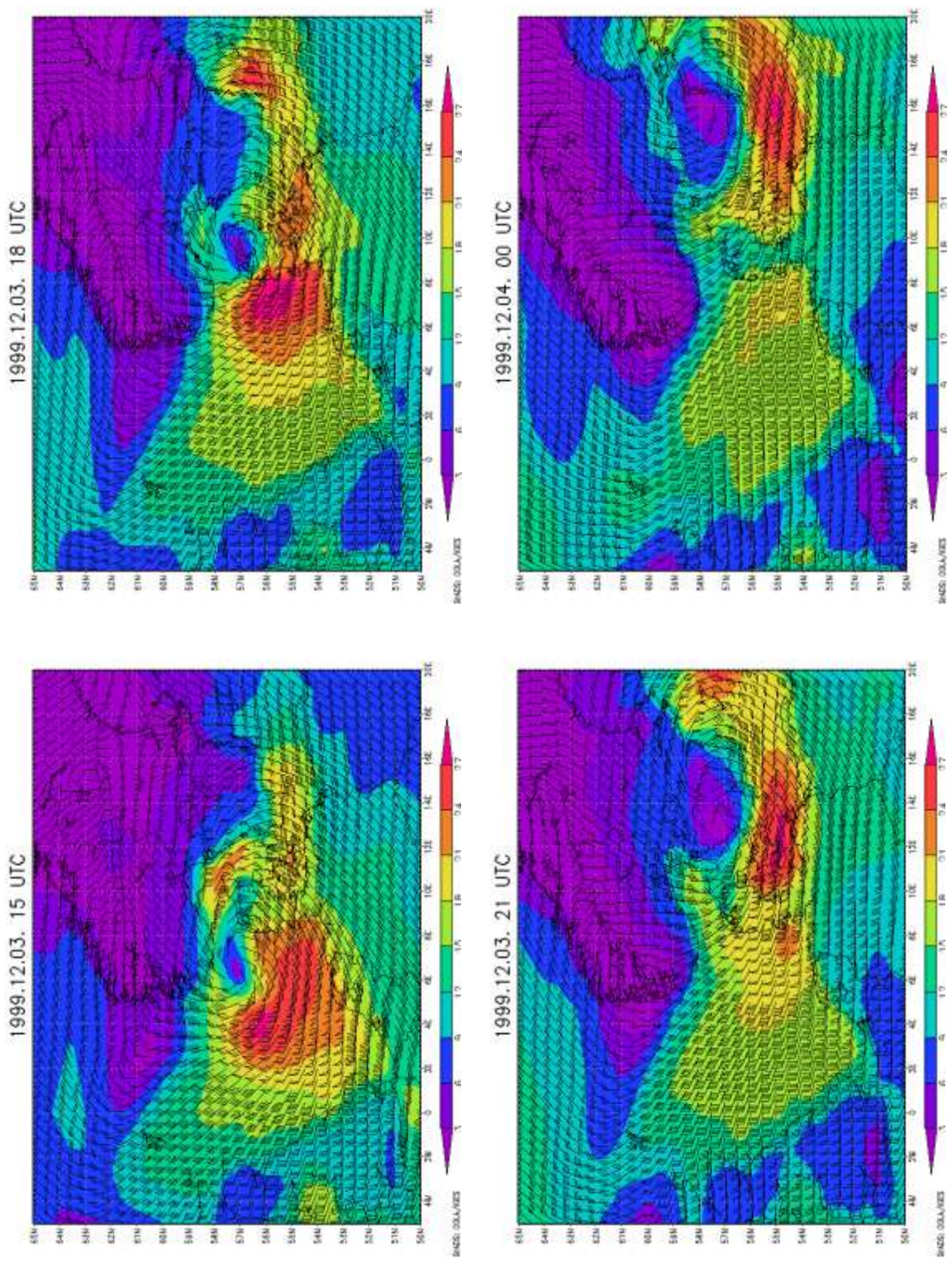
Mielőtt a viharciklon az észak-atlanti térségben, Grönlandtól délre gyors fejlődésnek indult volna, két előjele is megfigyelhető volt a kialakulásnak. Az alsó troposzférában jelentéktelennek tűnő ciklonális örvényességi perturbáció helyeződött át Izlandtól északkelet felé, míg a magasabb légrétegekben, Labrador felől a topográfiai mezőben lehetett zavarokat megfigyelni. 1999. december 2-án 18 UTC-kor, amikor a nyomási rendszer Írországtól nyugatra helyezkedett el, az ECMWF analízise alapján már azonosítani lehetett a zárt izobárokat. A rendszer kelet felé mozgott az Izland fölött elhelyezkedő hideg közép-troposzférikus teknő déli oldala mentén. A benyomuló meleg levegő (ún. meleg nyelv) a ciklon pályájától délre helyezkedett el. A baroklin zónában történő elmozdulás során az Anatol gyorsan mélyülni kezdett az észak-atlanti óceán keleti része felett.

December 3-án 00 UTC-kor a Brit-szigetekhez közeli mérőhajón már 990 hPa-t regisztráltak. A ciklon igen gyorsan erősödött az ezt követő 12 órán belül, hiszen nagy meridionális hőmérséklet-különbségek integrálódtak a rendszerbe (21. ábra). A Grönland és Norvégia közötti területen elhelyezkedő rendkívül hideg troposzférikus levegő (a Faroer-szigetek felett 500 hPa-os szinten -39 °C -ot mértek 1999.12.03. 00 UTC-kor) a rendszer „nyomában” az Északi-tenger felé advektálódott; míg a déli térségeket meleg levegő töltötte ki (ugyanazon a nyomási szinten Írország, illetve Anglia középső területei felett -20 °C volt). Később az Anatol központi nyomása szinte változatlan maradt, miközben végigsöpört az Északi-tenger középső területein, keresztül a dán partokon (955 hPa középponti nyomás 15 UTC-kor), és eljutott egészen Svédországig (954 hPa középponti nyomás 21 UTC-kor). A

legalacsonyabb légnyomást Jütland keleti partjának közelében regisztrálták 18 UTC-kor, ekkor ennek értéke 953 hPa volt. Miután a viharciklon átkelt a Balti-tengeren, az Anatól lassan elkezdett feltöltődni, a lettországi partvonal elérésekor, 1999.12.04. 6 UTC-kor 970 hPa-t mértek a középpontjában.



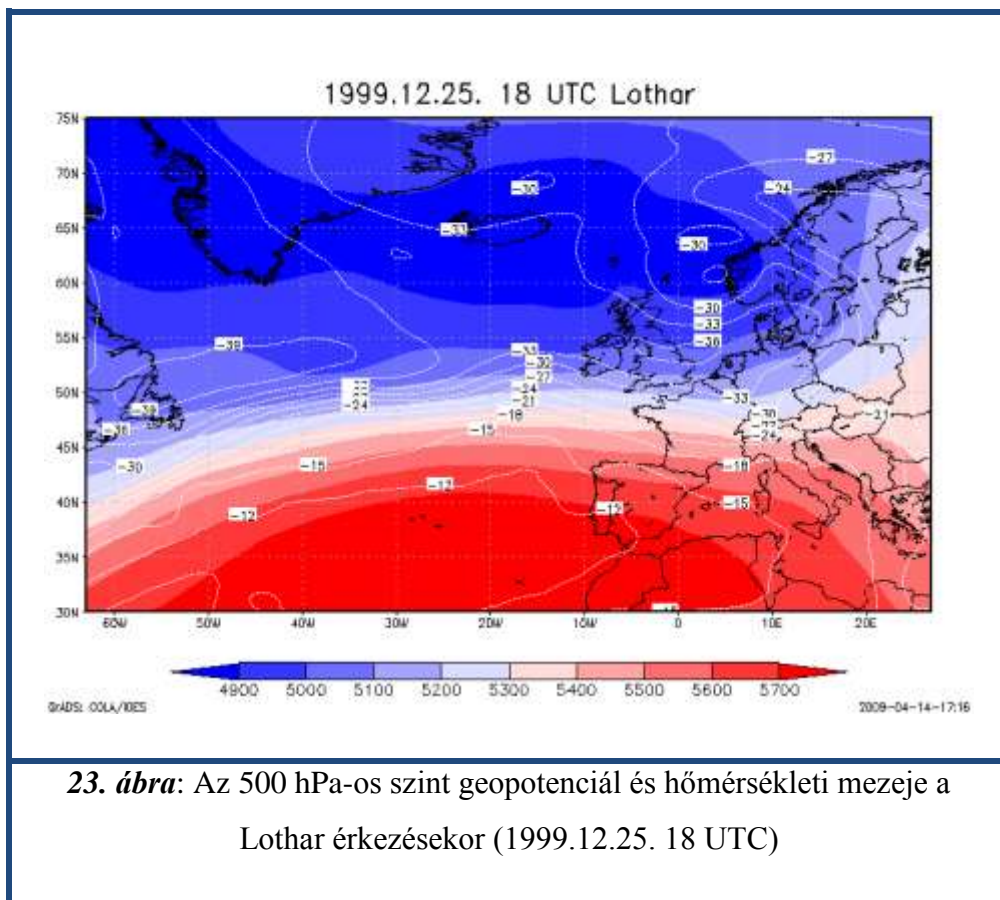
A legnagyobb szélsőségeket a ciklon magjától délre található övben; Németországtól, Dánia déli partjain, Koppenhágán át a Balti-tenger lengyel partjáig regisztrálták. Dániában a 14 és 22 UTC közötti, míg az Északi-tenger partján a 16 és 18 UTC közötti időszakban erősen viharos, 25 m/s-ot is meghaladó szelek fújtak, a legnagyobb szélökések az 51 m/s-ot is elérték (Sylt, 15-18 UTC). A jellemző szélirány és a troposferikus hőmérsékleti mezők elemzése alapján megállapítható, hogy a legerősebb szélökések a viharciklon hidegfrontjának áthaladásához kapcsolhatók (22. ábra).



22. ábra: Az Anatólia átvonulása alatti átlagszél és maximális szélökések
(1999.12.03. 15 UTC – 1999.12.04. 00 UTC)

6.1.2. A Lothar (1999. december 24-27.)

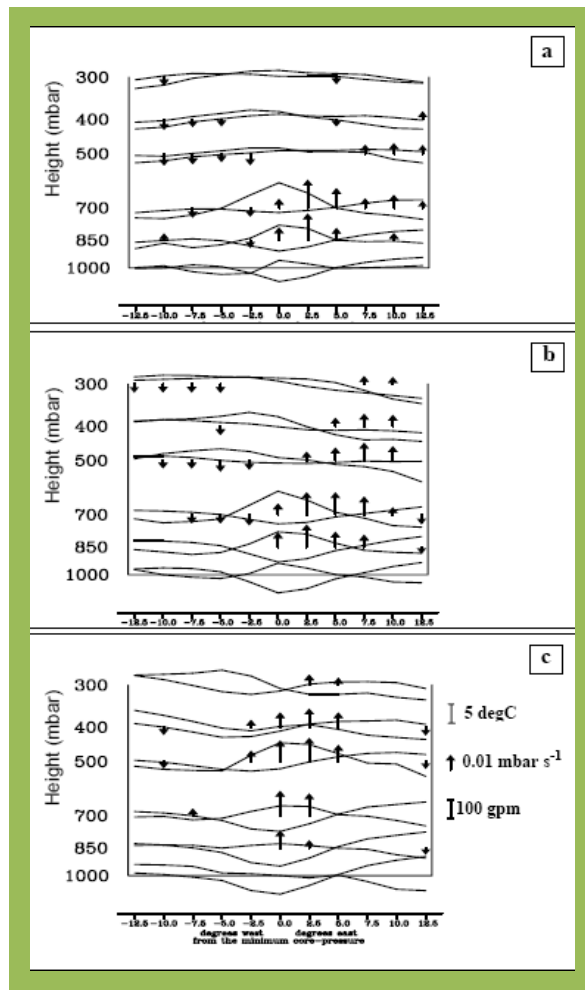
A Lothar nevet viselő depresszió Észak-Amerika keleti partjainál, az északi szélesség 35° körül fejlődött ki 1999. december 24-én. Ez látszólag az alsó troposzférára korlátozódott, hiszen semmi bizonyítékot nem találtak arra, hogy kapcsolatban lett volna bármilyen felső légköri háborgással. Ezt követően lépett be abba a rendkívül erős baroklin zónába, amely az Észak-Atlanti-óceán mentén alakult ki. A troposzférában felfedezhető erős hőmérsékleti gradiensek erős poláris jet kialakulásához vezettek, a jetmagban a szélességek a 300 hPa-os szinten meghaladták a 100 m/s-ot, míg a hőmérséklet körülbelül -53 °C volt.



23. ábra: Az 500 hPa-os szint geopotenciál és hőmérsékleti mezeje a Lothar érkezésekor (1999.12.25. 18 UTC)

A klasszikus ciklogenezis folyamata szerint az erős vertikális széllyírás erős baroklinitást eredményezett, amely hajlamos arra, hogy a kis kezdeti zavarból indulva intenzív ciklont formáljon. A magaslégköri anomália formálódna, és az összekapcsolt felső és alsó troposzférikus zavaroknak várhatóan növekedni kellene (A-típusú ciklogenezis; *Pettersen and Smebye, 1971*). Ilyen növekedés azonban nem fordult elő, amíg a Lothar csaknem 120 km/h haladási sebességével át nem kelt az Atlanti-óceánon, és december 26-án 0

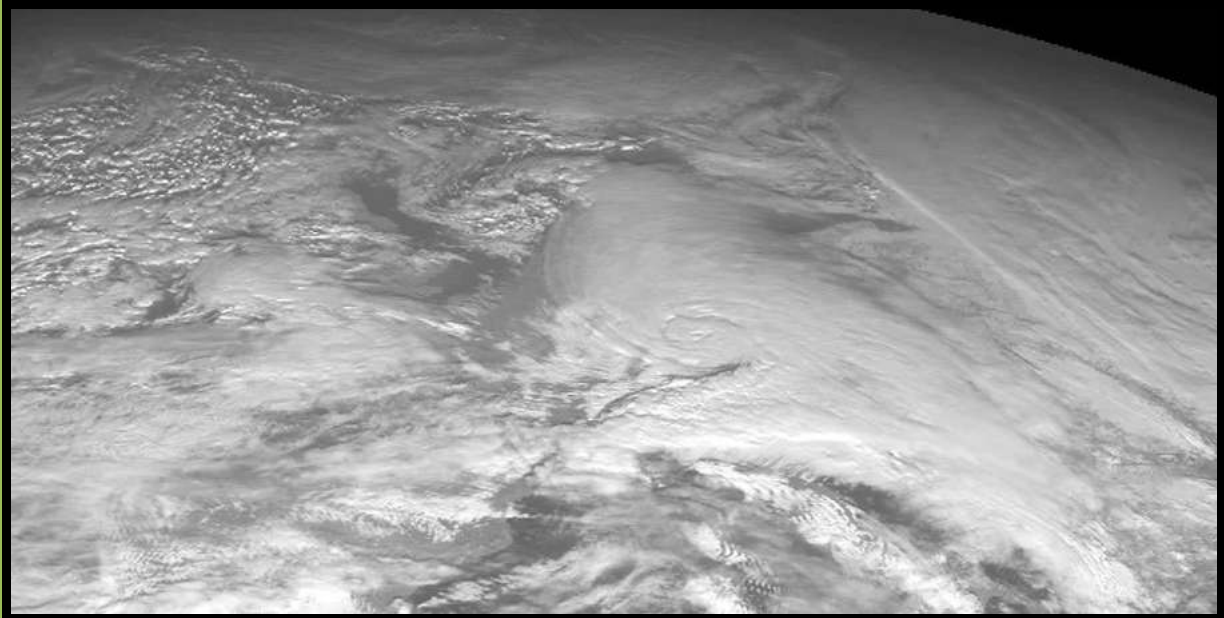
UTC-kor el nem érte Európa partjait. Az Atlanti-óceán fölött húzódó intenzív jet csaknem egy helyben maradt, míg a Lothar áthaladt az óceánon.



24. ábra: A Lothar vertikális keresztmetszete (Forrás: Ulbrich et al. (2001))

A ciklon fejlődésének könnyebb megértéséért célszerű összehasonlítani a képződmény vertikális felépítését a baroklin perturbáció kialakulása előtt, valamint a robbanásszerű növekedés után. A nyomássüllyedés megindulása előtti szakasz a geopotenciál-mező anomáliáival jellemezhető (23. ábra). Ez leggyakrabban az alsó troposzférában a legnagyobb. Az alsó troposzférikus melegadvekcio pozitív hőmérsékleti anomáliát eredményez a teknő előoldalán (24. ábra). Egy növekvő baroklin hullám idealizált helyzetével ellentétben (Holton, 1992) azonban a teknő vertikális tengelye és a meleg levegő tengelye egybeesnek, és nincs hátrafelé irányuló függőleges dőlése. Ennek következtében a geopotenciál-mező anomáliája is fokozatosan csökken a magassággal, az 500 hPa-os szinten már elenyésző. Ennek

megfelelően a felfelé irányuló vertikális áramlás az ECMWF analízisében a 700 hPa-os szintre adja a maximumot, nem terjed ki a felső troposzférára. Mindössze 6 órával később a gyors ciklogenezis során fejlődő rendszer felépítését tekintve már egyre jobban egy viharciklon képét mutatta, a 12 UTC-kor készült műholdképet a 25. ábrán láthatjuk.



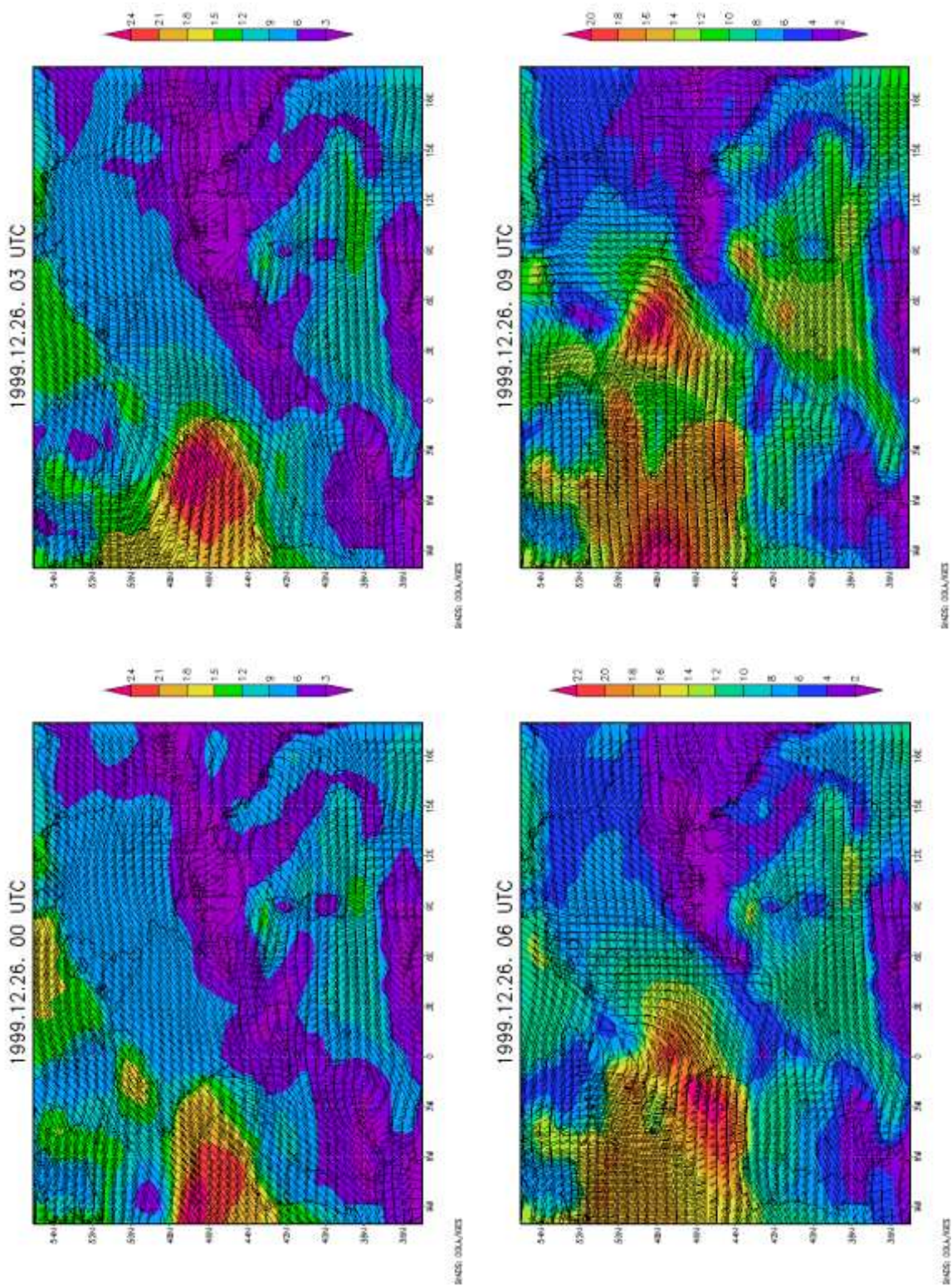
25. ábra: A Lothar megjelenése a műholdképen 1999. december 26-án, 12 UTC-kor

(Forrás: www.eumetsat.org)

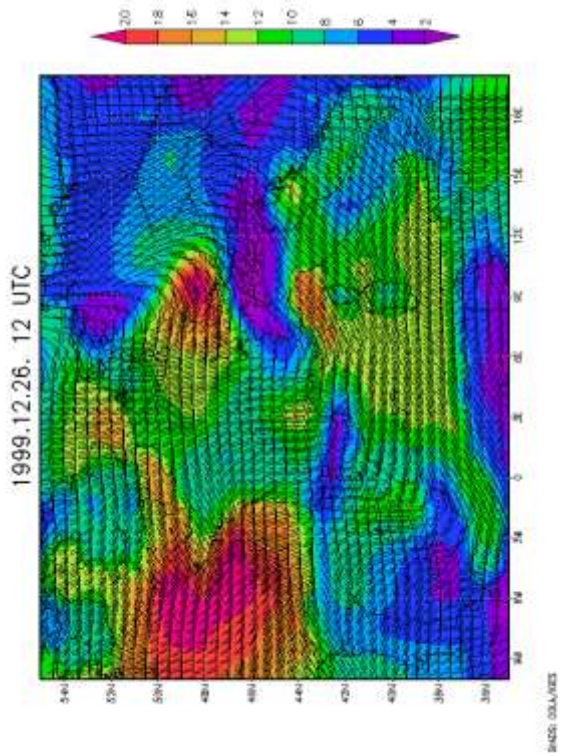
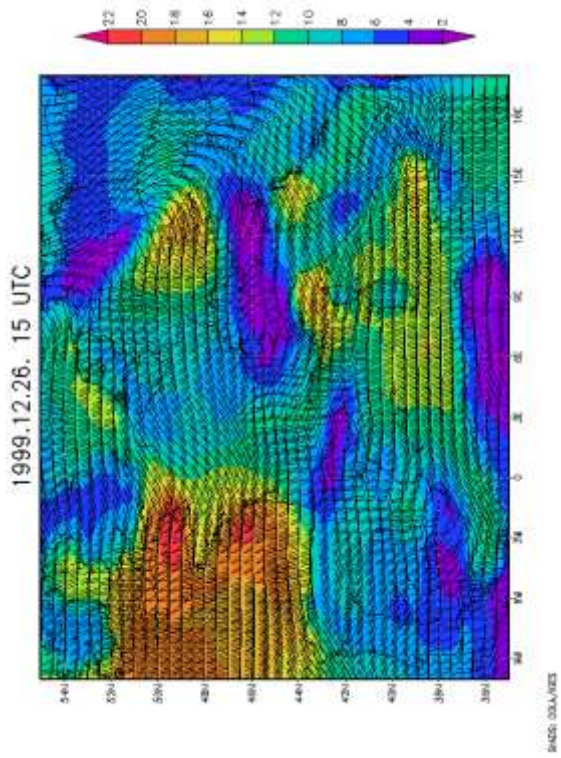
A hőmérsékleti és a geopotenciál-mező függőleges tengelyének egybeesése dinamikailag még nem indokolható egyértelműen. A hatás – egy másik esettanulmányban, a déli hemiszférán – a baroklin hullám Csendes-óceán fölötti, tél közepén történő megerősödésére emlékeztet (*Nakamura, 1992*). A baroklin hullám aktivitásának közép-troposzférában történő csökkenéséhez rendkívül erős szélsőségek kapcsolódnak a jetben. *Christoph et al. (1997)* szerint ez a fajta dinamikus túlsúly általában nem túl aktív az Atlanti-óceán felett, mivel a zonálisan átlagolt szélsőségek a jetben egy bizonyos küszöbértéknél alacsonyabbak (kb. 45 m/s a havi átlag), de ez esetünkben különbözik. Egy másik megközelítés lehet, hogy a Lothar hullámhossza túl kicsi volt egy jelentős baroklin növekedés kialakulásához.

A Lothar gyors fejlődése egy további tényező megjelenésekor kezdődött: december 26-án 00 UTC-kor a vihar elérte a jet kilépési régióját. Az erős divergenciával jellemezhető központ a jet tengelyétől északra található, Bretagne és Cornwall között elhelyezkedő magas légköri divergenciához kapcsolódott. Ezt mutatták már a korábbi időpontok is, így nem volt, ami a közeledő ciklont generálta volna. A jet kijáratától északra található területeken intenzív szétáramlás (amelyet az ageosztrofikus szél a szélesebbé válásának csökkenésének kapcsolódása okoz) gerjeszti a ciklon gyors növekedését (*Uccellini, 1990; Baehr et al., 1999*). A divergencia további erősödését ebben a régióban a másodlagos jet maximumtól várhatjuk. A Lotharban a francia partok elérésekor (december 26. 00 UTC) a központi légnyomás 961 hPa-ra esett, és további mozgása során csak lassan kezdett el emelkedni, Németországban 9 UTC-kor 970 hPa-t, míg Lengyelországban 18 UTC-kor 980 hPa-t mértek.

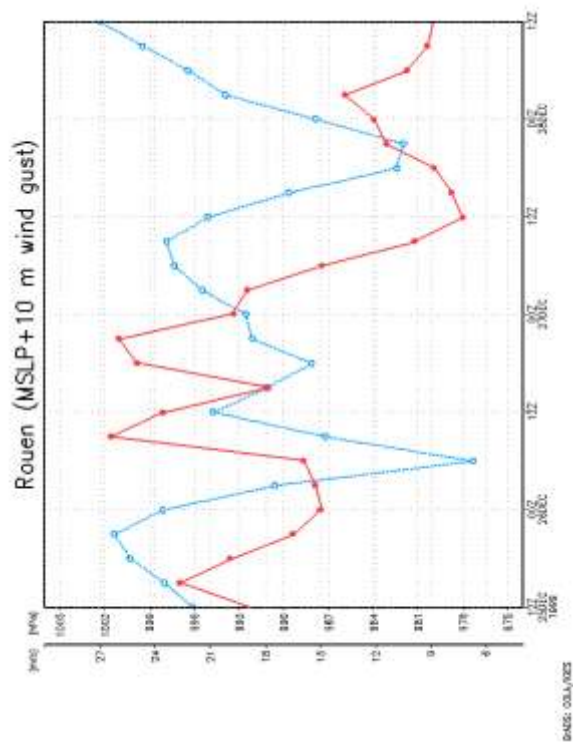
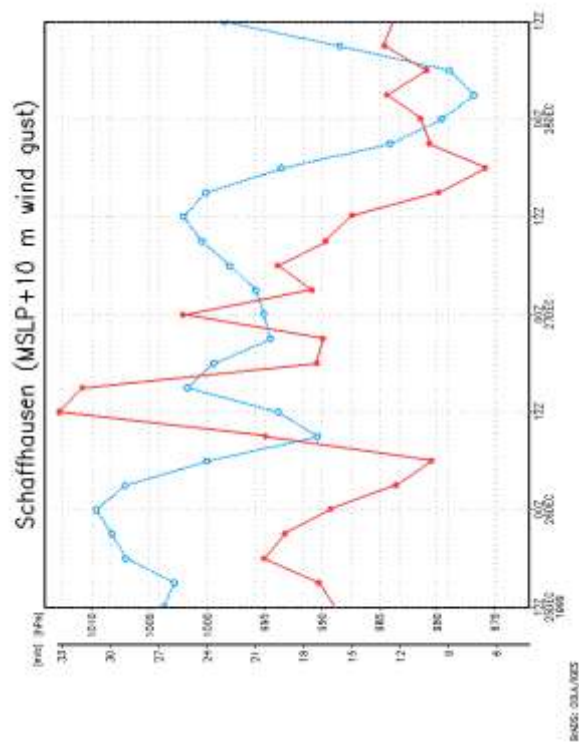
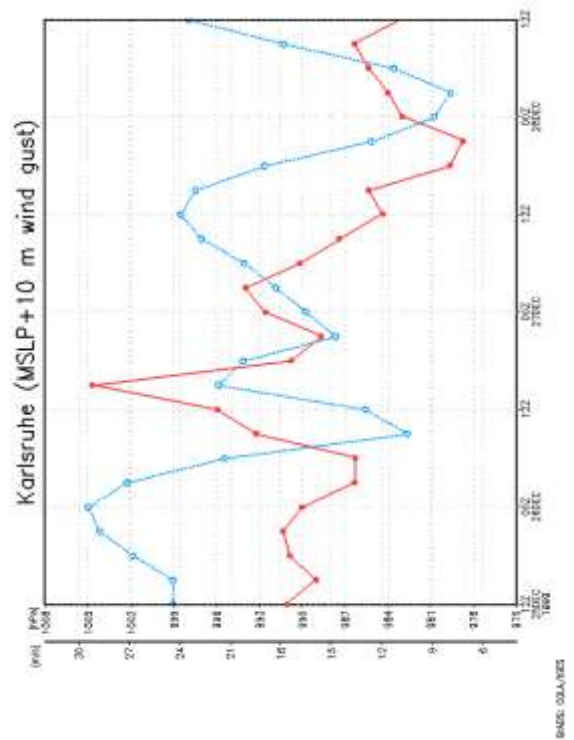
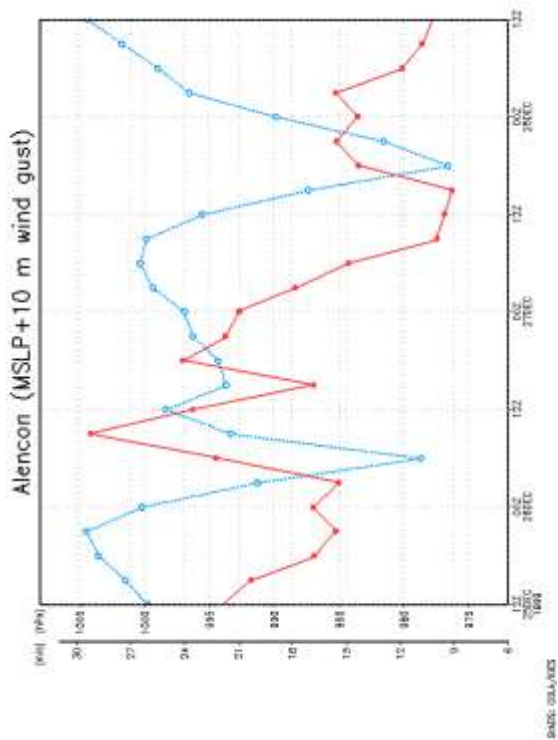
Általánosságban elmondható, hogy nagy nyomástendenciák voltak megfigyelhetők a Lothar trajektóriája mentén elhelyezkedő állomásokon, melyeket a rendszer gyors haladási sebessége (kb. 120 km/h az Atlanti-óceán, illetve 100 km/h Franciaország és Németország felett), valamint kicsi átmérője okozott. Rouenban (Normandia) a rendkívüli nyomássüllyedés közel 26 hPa/3 óra volt, mely a 6 UTC előtti magban történő gyors nyomássüllyedés egy további következményeként is értelmezhető (27. ábra). A Lothar áthaladása után a nyomás hasonló ütemű emelkedése kezdődött 9 UTC-ig (28 hPa/3 h). Hasonló, extrém nyomástendenciát figyeltek meg számos állomáson Franciaország északi részén, valamint a La Manche-csatornánál (*Le Blancq és Searson, 2000*). Rouenban a szélökések a nyomássüllyedés alatt elérték a 23 m/s-ot, míg a nyomás emelkedése során 39 m/s-ot regisztráltak (27. ábra). A maximális szélesebbé válások nem sokkal a nyomás minimuma után, 10 perces időintervallumokban jelentkeztek Karlsruheban (Németország). A Lotharhoz kapcsolódó szélvihar végigsöpört Franciaországon, Svájcban és Németországon (Alençonban 46, Schaffhausenben 45, míg Stuttgartban 40 m/s-os szélökéseket mértek).



26. ábra: A Lothar átvonulása alatti átlagszél és maximális széllokécek
(1999.12.26. 00 UTC – 1999.12.26. 15 UTC)



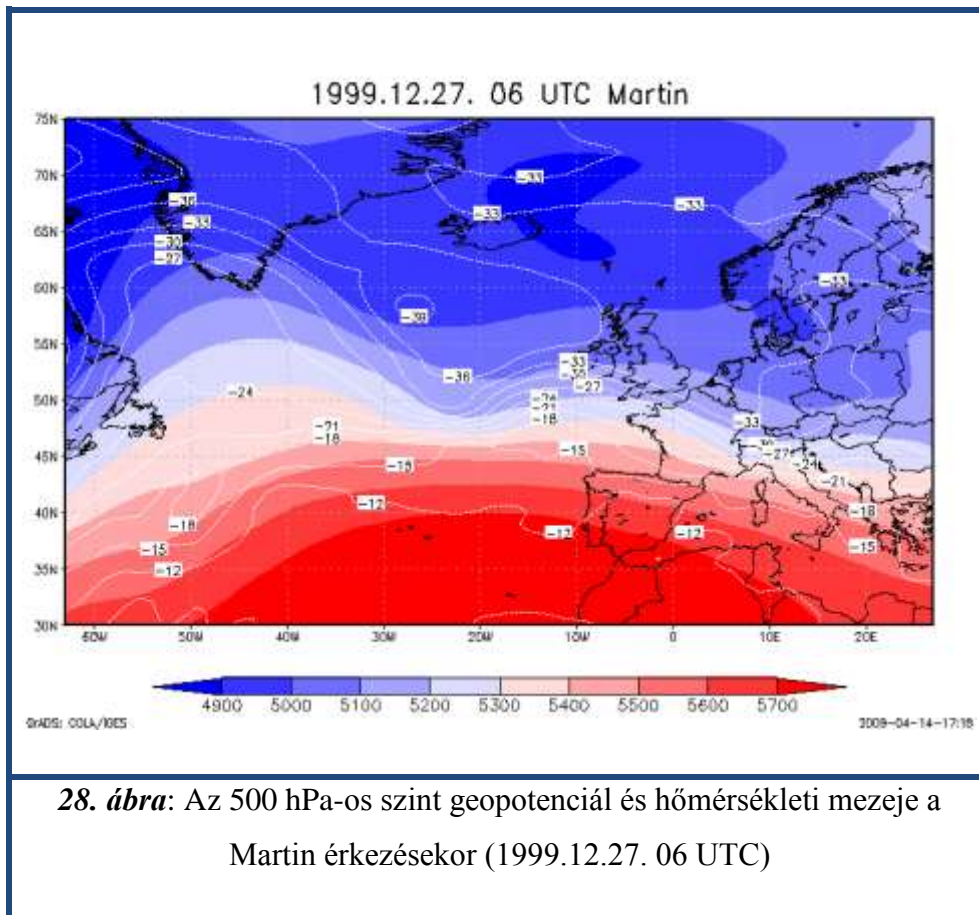
26. ábra: A Lothar átvonulása alatti átlagszél és maximális széllokécek
(1999.12.26. 00 UTC – 1999.12.26. 15 UTC)



27. ábra: Alencon, Karlsruhe, Schaffhausen, Rouen állomásokon mért maximális szélökések (kék vonal) és légnyomás (piros vonal) a Lothar és a Martin átvonulásakor

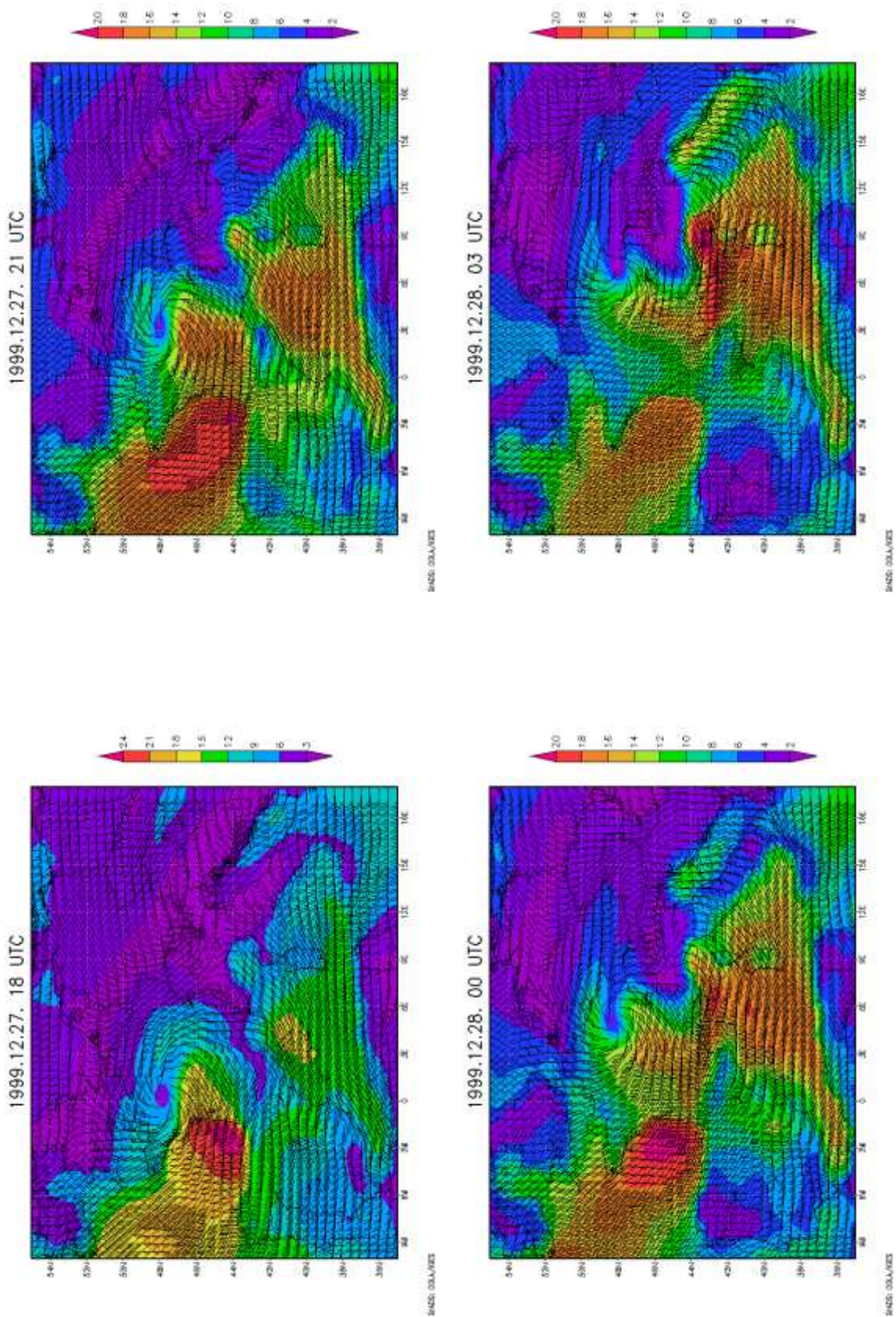
6.1.3. A Martin (1999. december 25-28.)

A következő, Martin nevet viselő viharciklon mindössze egy nappal később követte a Lothart. Kezdetben a Martin, mint nyomási depresszió december 25-én formálódott egy hosszúhullámú felső-troposzférikus teknő előoldalán, Észak-Amerika felett. A nyomási központ északkelet felé mozgott a teknő oldala mentén. Maga a teknő is lassan helyeződött át Észak-Amerika partja mentén délkelet felé.

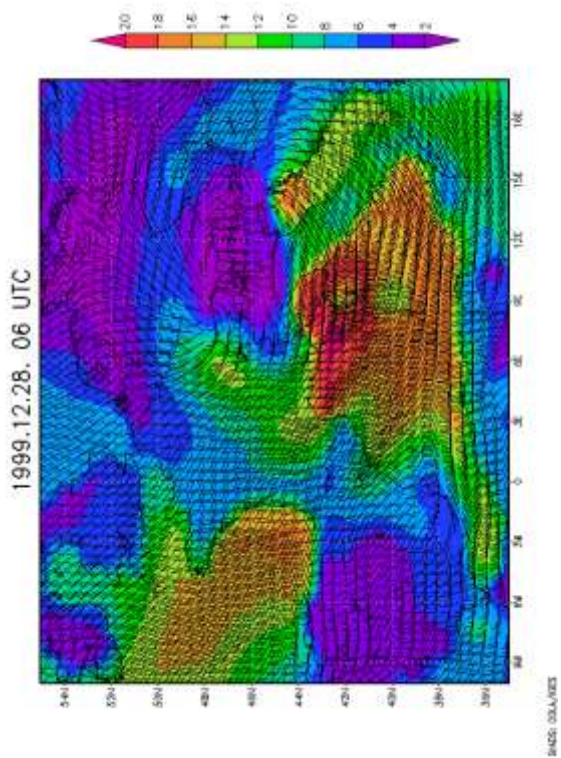
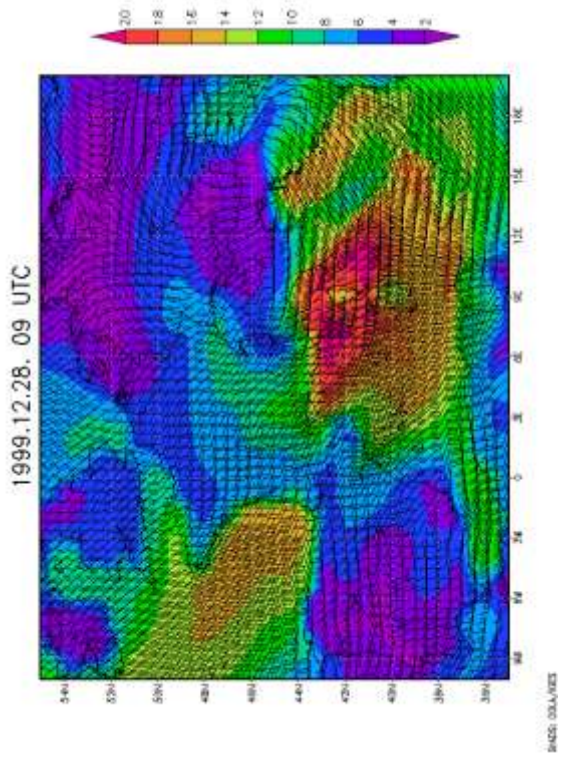


Az átmeneti időszak december 26-án következett; a nagy kiterjedésű teknő felépítése Észak-Amerika felett teljesen megváltozott. A déli részén gyengült, míg tőle távolabb, északon egy felső-troposzférikus teknő mozgott Newfoundlandtól keletre. Az átmeneti fázis alatt a Martin szerkezete és pályája bizonytalan volt, de azután a kelet felé haladó teknővel együtt gyorsan mozgott az Atlanti-óceánon keresztül (december 27. 06 UTC). A Lotharral ellentétben a Martin mozgása módosította a nagy skálájú légáramlást (28. ábra); a változás nyilvánvalóvá vált a nyugat-atlanti térségben, míg keleten még mindig erős gradiensek uralkodtak. Tény, hogy a poláris jet rendkívül erős volt az említett térség felett. A december 7-i 00 Brest (Bretagne) UTC-s rádiószondás mérés során 8138 méteres magasságban –

mindössze 700 méterrel a 300 hPa-os szint alatt – 147 m/s-os szelet mértek (*Hontarrède, 2000*). Ezt követően december 25-én, 15 UTC-kor a Martinban a középponti nyomás 965 hPa-ra zuhant, éppen mielőtt a viharciklon az európai kontinens közvetlen közelébe ért volna Dél-Bretagnenál (27. ábra). A viharos szelek először a francia partvidéket (29. ábra), kisebb mértékben Spanyolország északi részét sújtották (Spanyolország esetében nem állnak rendelkezésre széllokés adatok). Bordeauxban 15 és 21 UTC között 36 m/s-ot is meghaladó nyugatias lökések mértek. A vihar az Atlanti-óceán partján áradásokhoz vezetett. Utólag számos súlyos kárt jelentettek a viharciklon útvonala mentén: Dél-Franciaországon át egészen a mediterrán térség nyugati feléig.



29. ábra: A Martin átvonulása alatti átlagszél és maximális szélökékek
(1999.12.27. 18 UTC – 1999.12.28. 09 UTC)



29. ábra: A Martin átvonulása alatti átlagszél és maximális széllokécek
(1999.12.27. 18 UTC – 1999.12.28. 09 UTC)

6.1.4. Konklúzió

A vizsgált viharciklonok szinoptikai fejlődése különböző volt. Az Anatolt és a Martint tipikus horizontális méret jellemezte, és nyomukban módosult a nagy skálájú légáramlás. Ezzel szemben a Lothar egy kis méretű rendszer volt, amely nem volt erős hatással az Atlanti-óceán feletti nagyskálájú áramlásra. Egy másik különbség a rendszerek nyomvonalára vonatkozik; a Lothar és a Martin helyzete az Atlanti-óceánt átlépve inkább délebbre volt, míg az Anatol magasabb szélességeken fejlődött. A viharciklonokkal kapcsolatban felmerült közös jellemzőket illetően elmondható, hogy fejlődésüket nagyskálájú feltételek irányították.

A klímaváltozásról szóló tudományos és nyilvános vita tekintetében hangsúlyozni lehet, hogy a viharciklonok bekövetkezésének nem lehet egyértelmű bizonyítéka a fokozott üvegházhatás. Először is, egy ilyen kijelentés nem felelne meg az eddigi statisztikai szempontoknak (*Frei és Schär (2001)*). Másrészt, a három viharciklon közül egyedül az első, az Anatol illeszkedik a *Knippertz et al. (2000)* által ismertetett, az üvegházhatást okozó gázok jelentőségéről, hatásairól szóló leíráshoz. Kísérleteik, kutatásaik során egyre több mély alacsony nyomású képződményhez és az Atlanti-óceán északkeleti fele fölötti fokozott magaslégköri baroklinitáshoz kapcsolódó szélsőséges, szeles eseményt véltek felfedezni Észak-Európában. Ezzel szemben a modell a Lothar és a Martin esetében kevesebb extrém, szeles eseményt és gyengébb baroklinitást szimulált. Fontos megemlíteni, hogy az alacsony felbontású klímamodellek képtelenek a kis skálájú ciklonok és a hozzájuk kapcsolódó szélmezők előállítására.

1999 decemberében az Európát – elsősorban Dániát, Franciaországot, Németország déli területeit és Svájcot – sújtó extrém szélviharokat tehát három viharciklon okozta. Némelyik megfigyelő állomáson a regisztrált szélökések új rekordot hoztak az addigi nyilvántartásba. Mindhárom ciklonális bombánál rendkívül erős baroklinitású zóna húzódott a ciklon pályájának közelében, amely az észak-atlanti térség keleti felétől egészen Európáig terjedt. A pálya déli felén magas ekvivalens potenciális hőmérsékleteket lehetett megfigyelni. Ezek a nagy skálájú karakterisztikák gyakran jellemzik az európai viharciklonokat, habár szinoptikai fejlődésük részleteit tekintve meglehetősen különbözőek (*Ulbrich et al, 2001*).

7. ÖSSZEFOGLALÁS, TOVÁBBI CÉLKITŰZÉSEK

Az atlanti-európai térség viharciklonjainak objektív detektálását, vizsgálatát elsősorban azért tűztük ki célul, hogy mélyebb betekintést nyerhessünk ezen rövid élettartamú, hatalmas nyomássüllyedéssel jellemezhető képződmények „életébe”. Hirtelen kialakulásuk, és a keletkezésükkor uralkodó körülmények következtében a numerikus modellek legtöbbször nem megfelelően jelzik előre a velük járó extrém időjárási eseményeket, ezért a ciklonbombák előrejelzésekor kiemelt jelentőséggel bír a szinoptikusok diagnózisa. A minél pontosabb előrejelzéshez azonban elengedhetetlen a viharciklonok szinoptikus-klimatológiai hátterének ismerete, és mivel korábban Magyarországon még nem készült hasonló vizsgálat – nemzetközi szinten is csak kevés – próbát tettünk a ciklonális bombák detektálására.

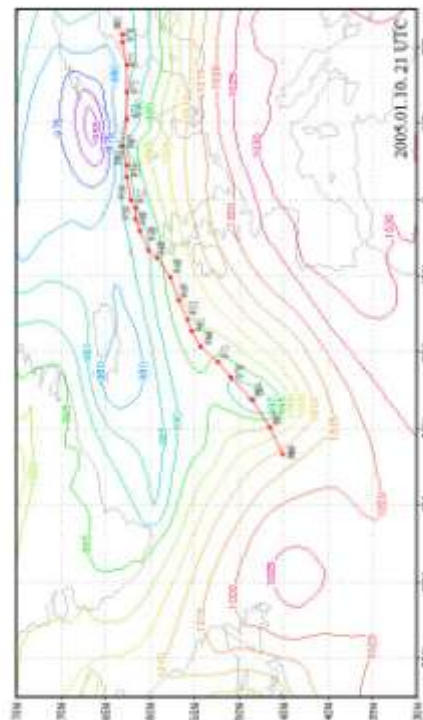
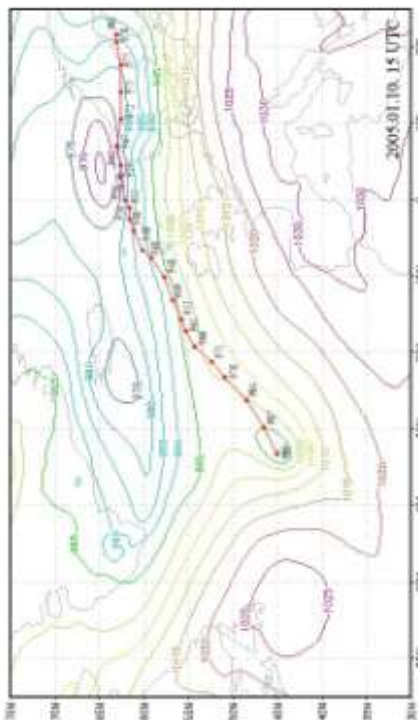
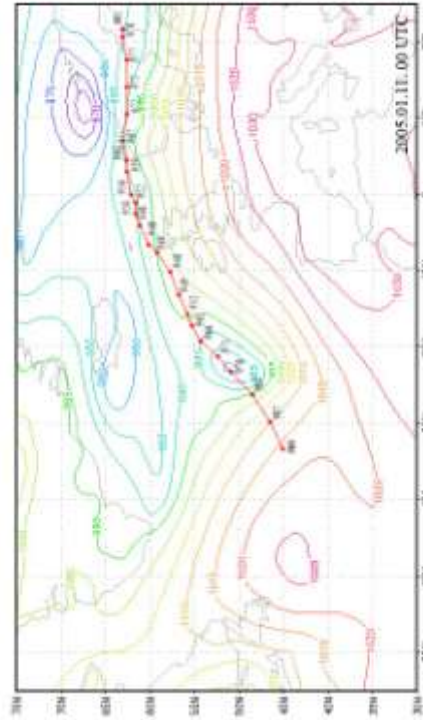
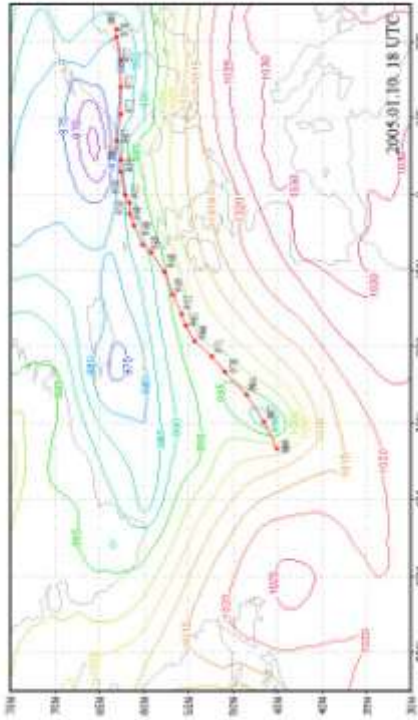
Vizsgálataink során az ERA-Interim adatbázis 3 órás időbeli, 0.5°-os térbeli felbontású tengerszintre átszámított légnyomás mezőivel dolgoztunk. Algoritmusunkkal a rendelkezésre álló, 1989 – 2008 között időszakra rácsponti adatok alapján határoztuk meg a viharciklonok középpontjait, majd az általunk felállított kritérium-rendszer segítségével kirajzoltuk a viharciklonok trajektóriáit. A verifikáció, érzékenységvizsgálat elvégzése után további vizsgálatokat végeztünk.

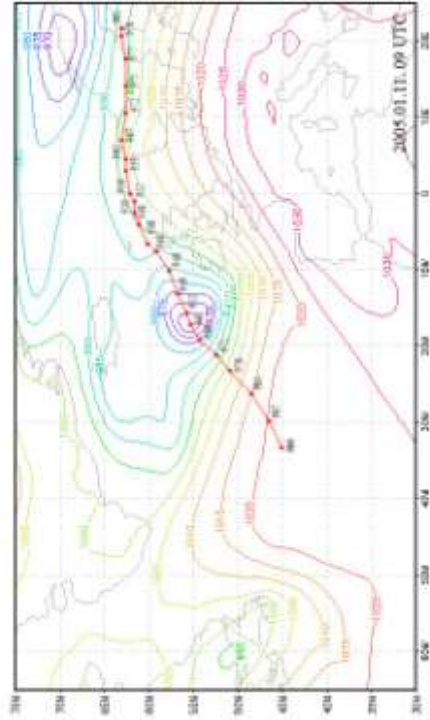
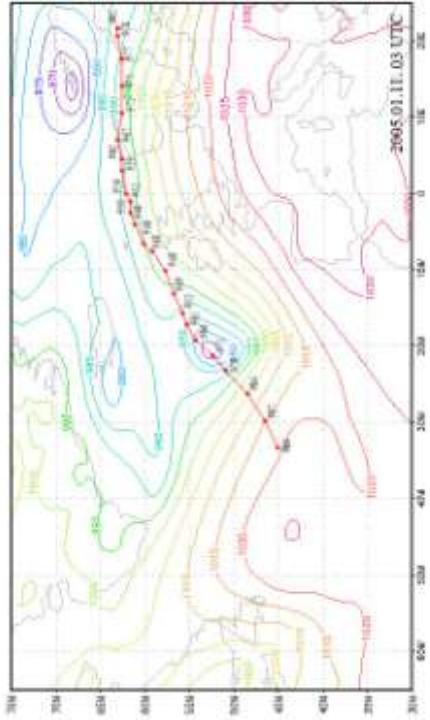
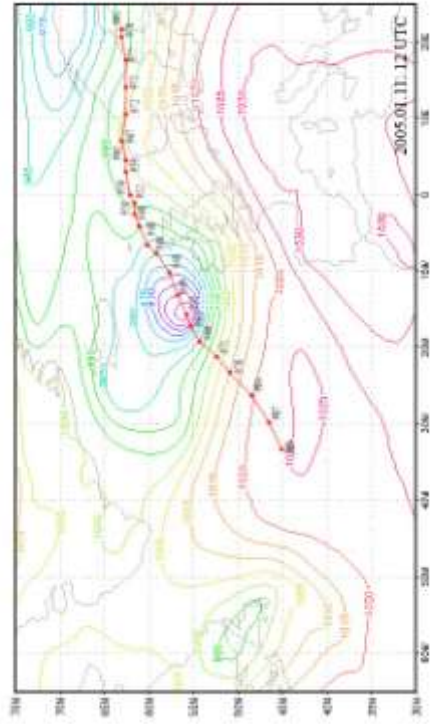
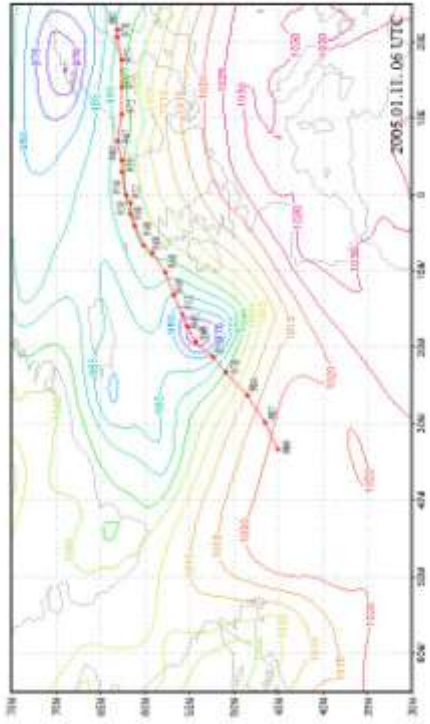
A vizsgált periódusban évente átlagosan 44 darab viharciklont detektáltunk az atlanti-európai térségben, amely a korábbi vizsgálatok tükrében igen jónak mondható. Megállapítottuk, hogy viharciklonok aktivitása szoros kapcsolatban áll a különböző NAO-fázisok változásával. Pozitív fázis idején a megnövekedett aktivitás mellett zonális, míg negatív NAO-indexek esetén inkább meridionális jelleget figyeltünk meg. Statisztikai elemzést készítettünk a detektált viharciklonokban uralkodó középponti légnyomások eloszlásáról, valamint a viharciklonok előfordulásának évszakos változékonyságáról.

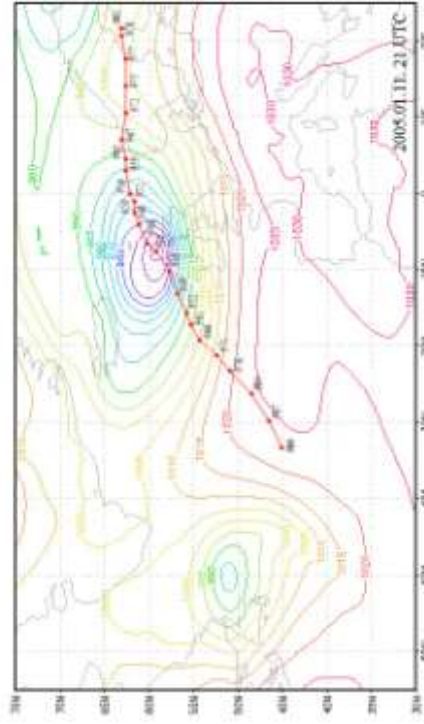
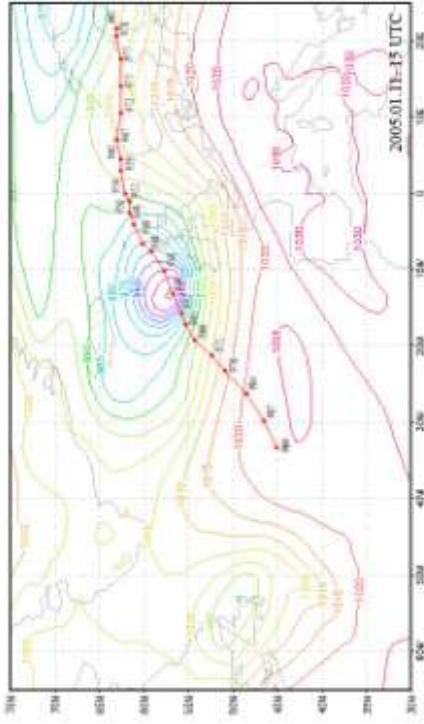
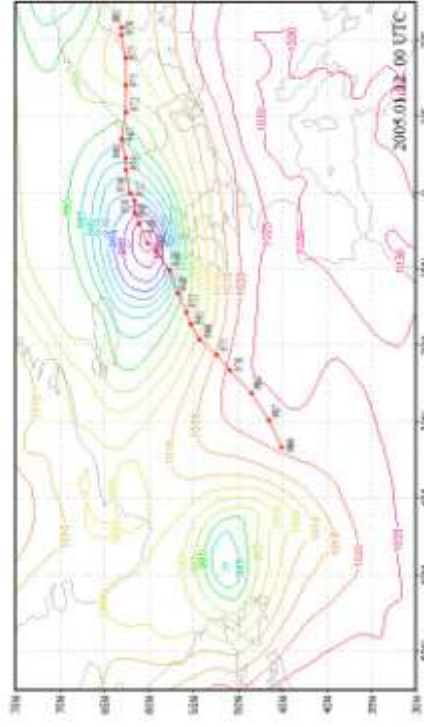
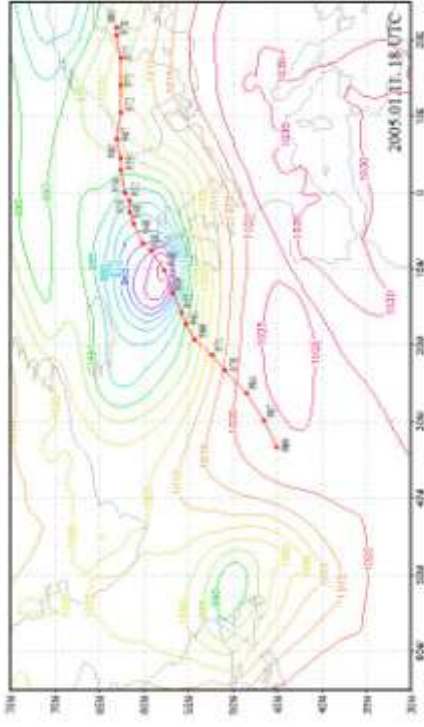
További kutatási feladatként kitűzhetjük eredményeink más meteorológiai paraméterekkel (geopotenciál mezők, szélmezők) történő összehasonlítását, a viharciklonok keletkezési központjainak meghatározását, dinamikai okainak meghatározását. A viharciklonok makro-léptékű kialakulási feltételeit az izentrop felületek, az IPV térképek és az izopotenciális örvényesség felületeinek bevonásával lenne érdemes kutatni. További vizsgálatokat lehetne végezni a viharciklonok aktivitásának és az éghajlatváltozásnak a kapcsolatáról.

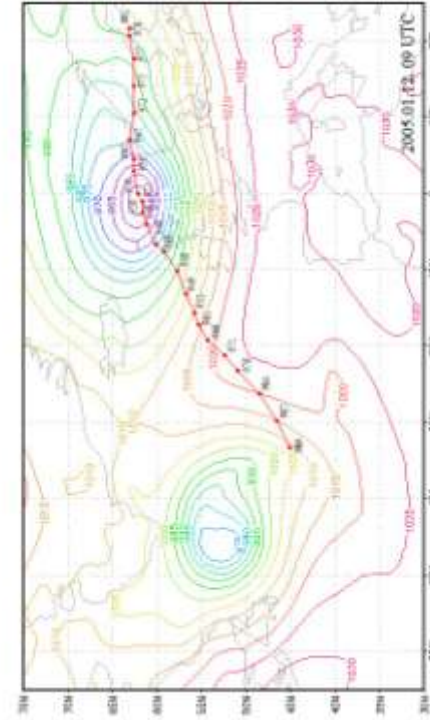
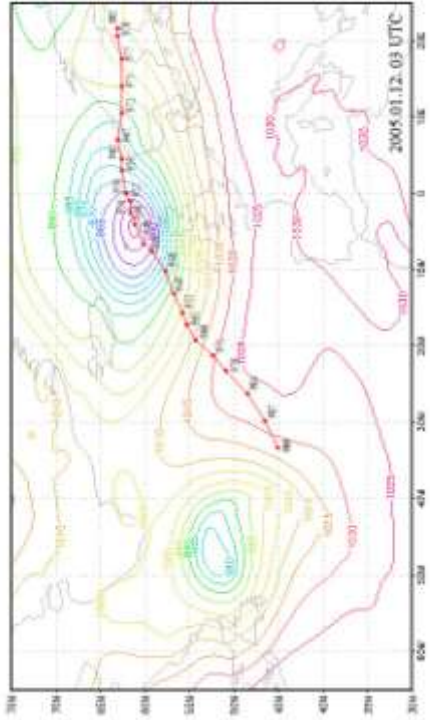
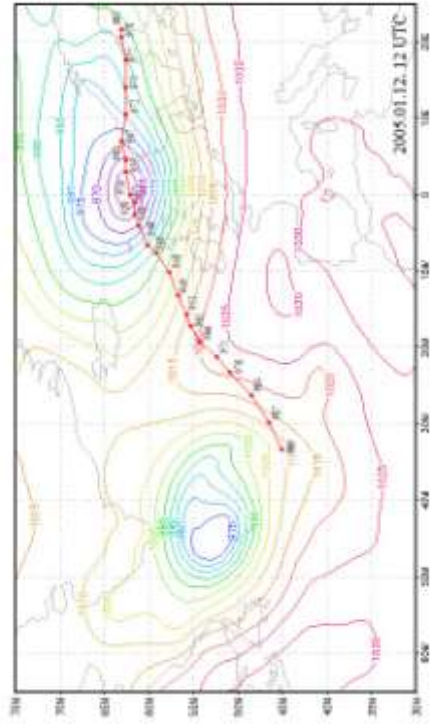
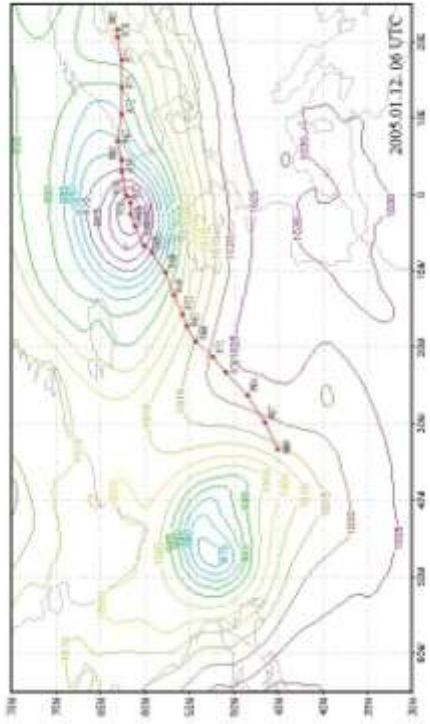
I. FÜGGELÉK: VERIFIKÁCIÓ

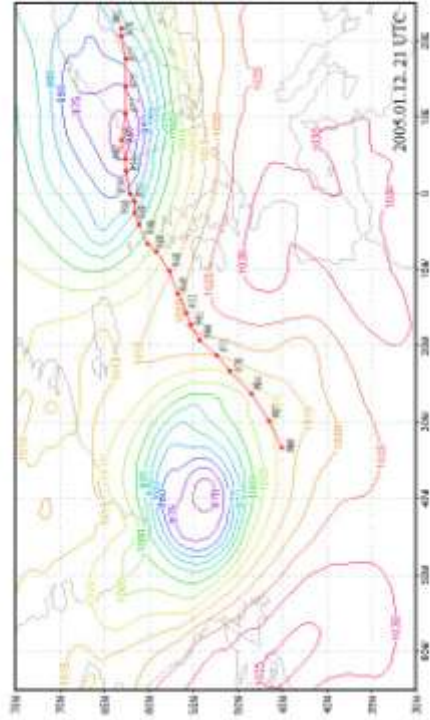
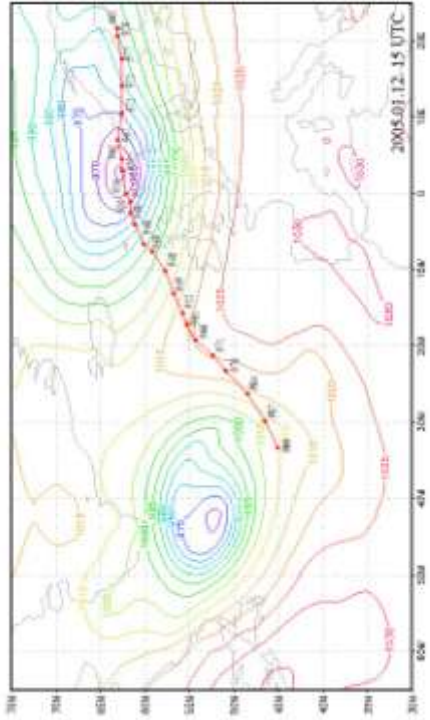
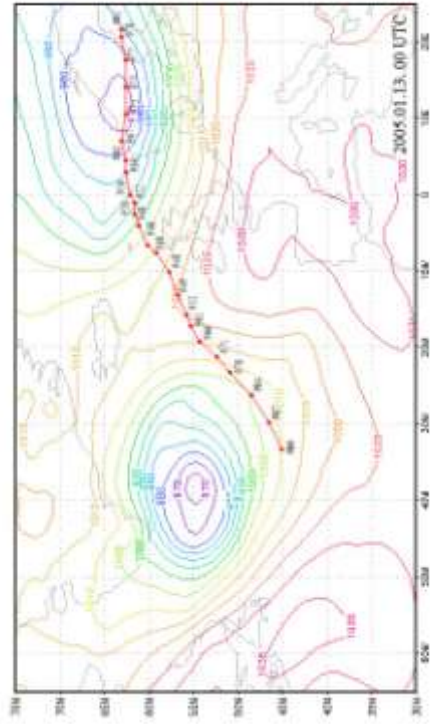
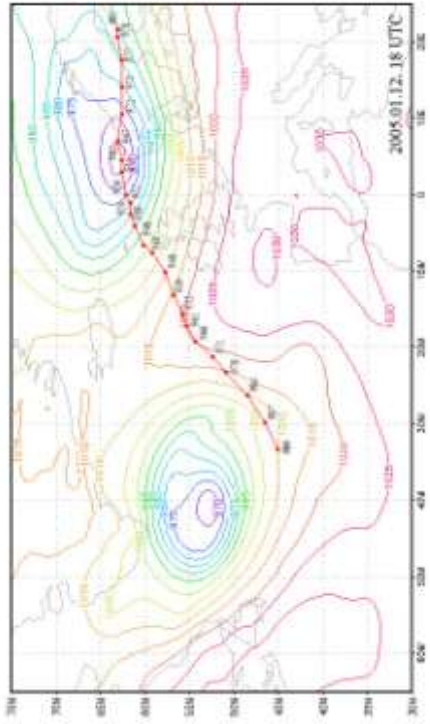
A Gero trajektóriájának elhelyezkedése az eredeti nyomásmezőhöz képest
(2005. január 10. 15 UTC – 2005. január 13. 12 UTC)

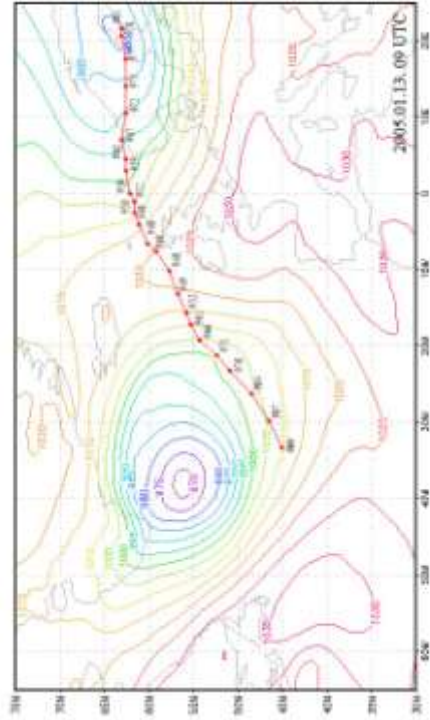
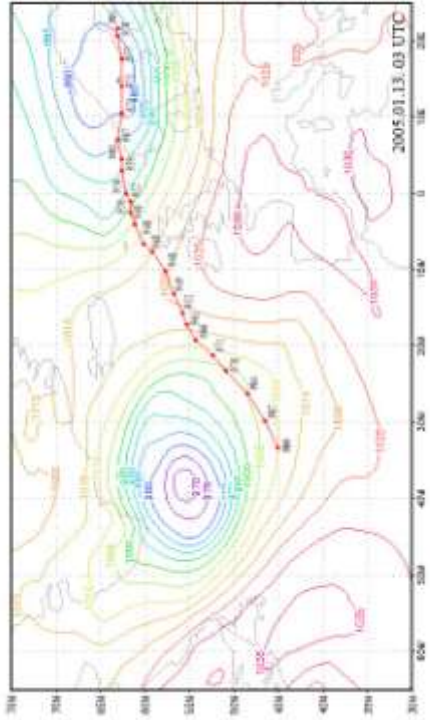
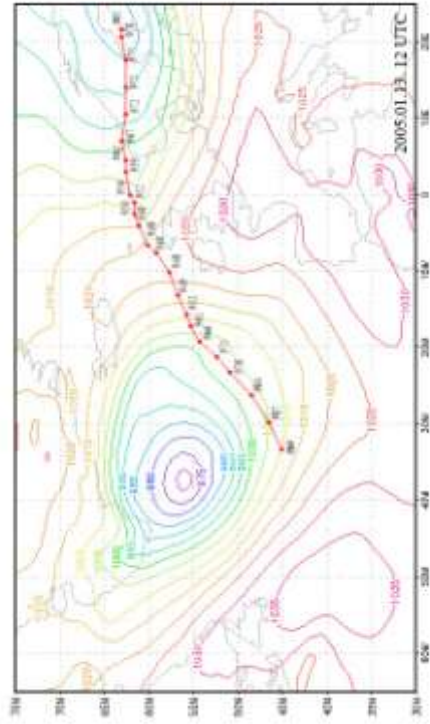
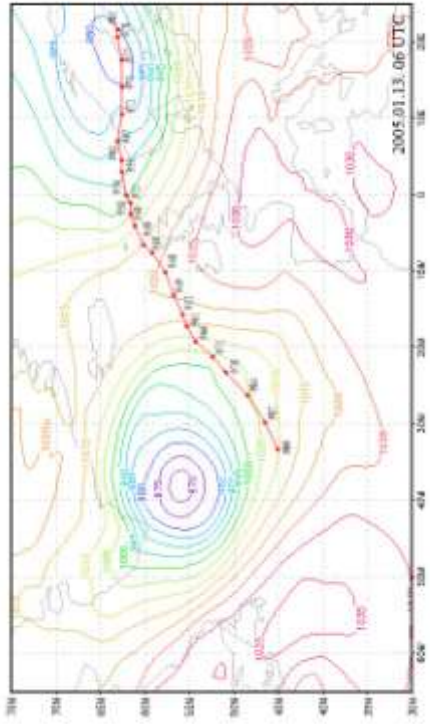






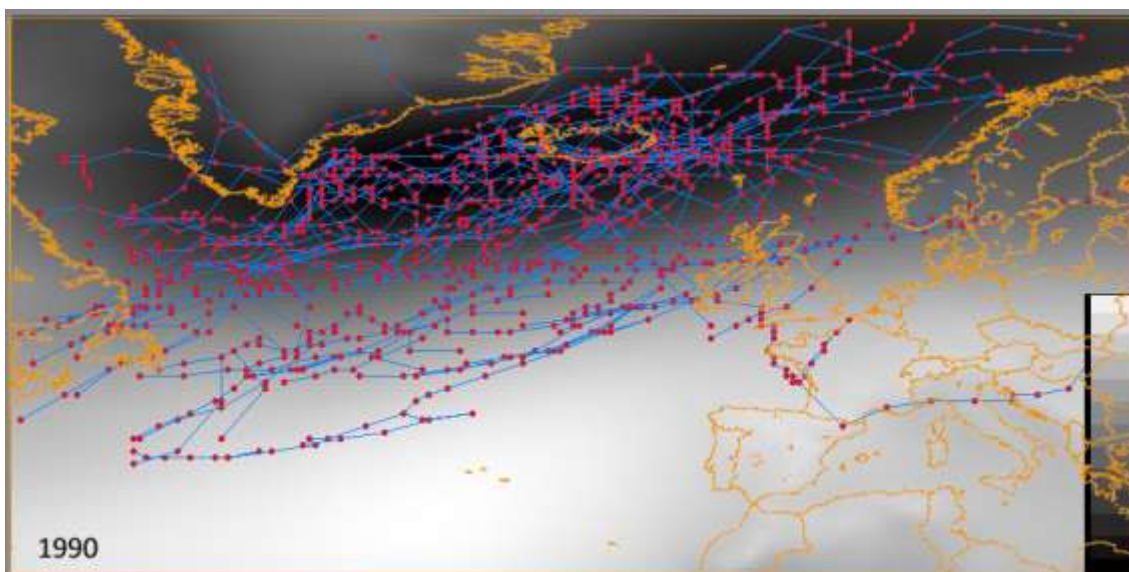
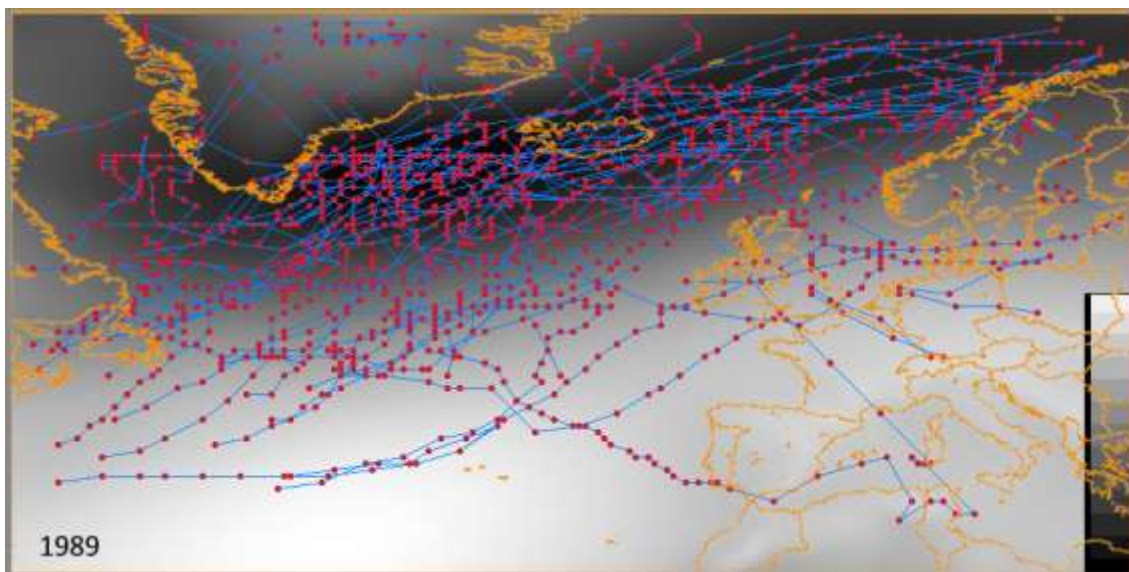


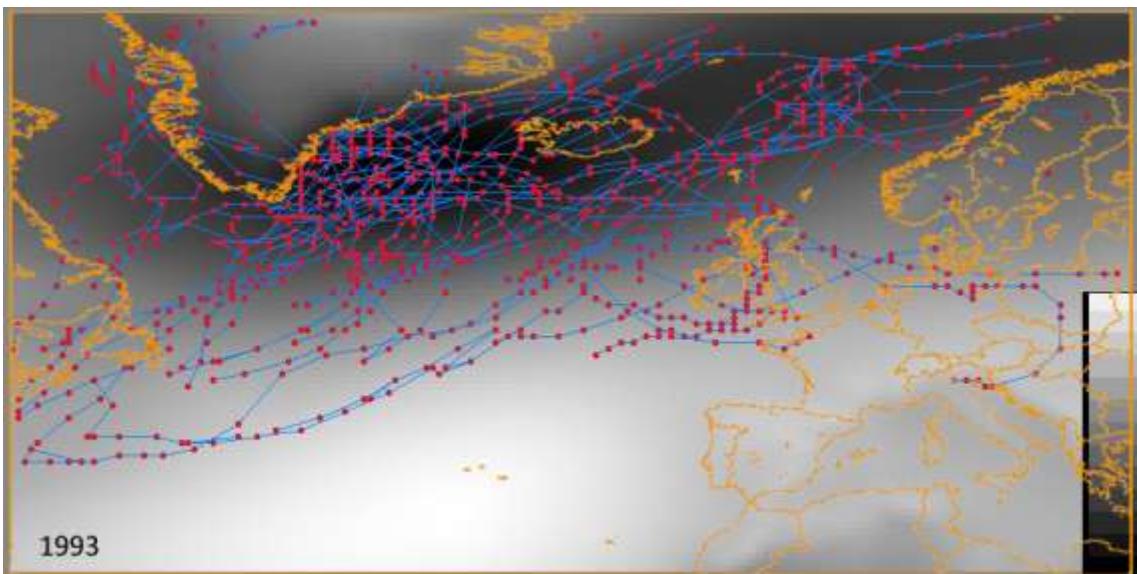
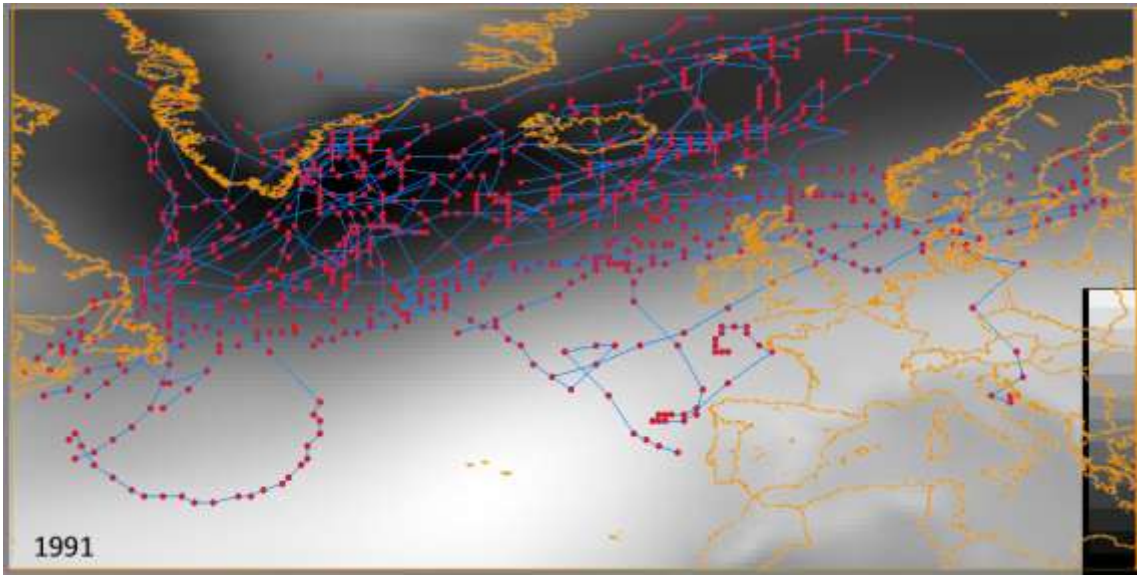


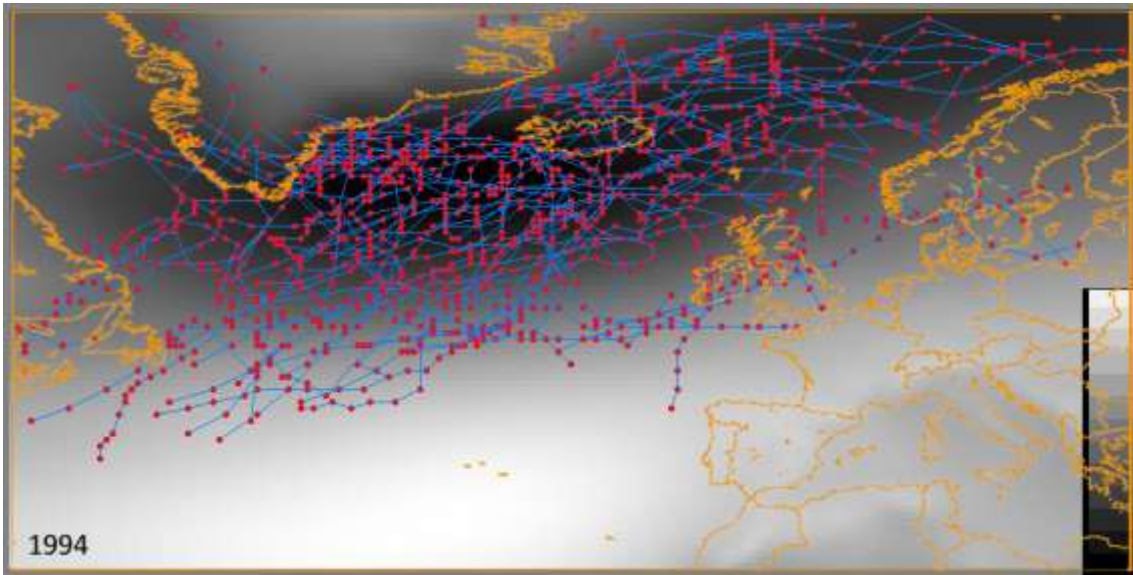


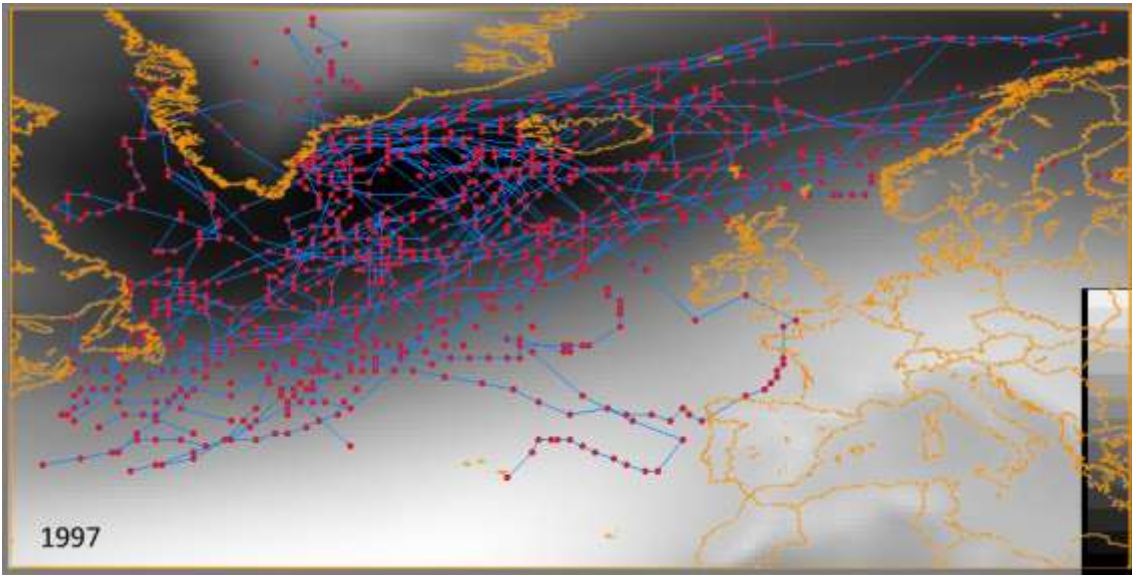
II. FÜGGELÉK: EREDMÉNYEK

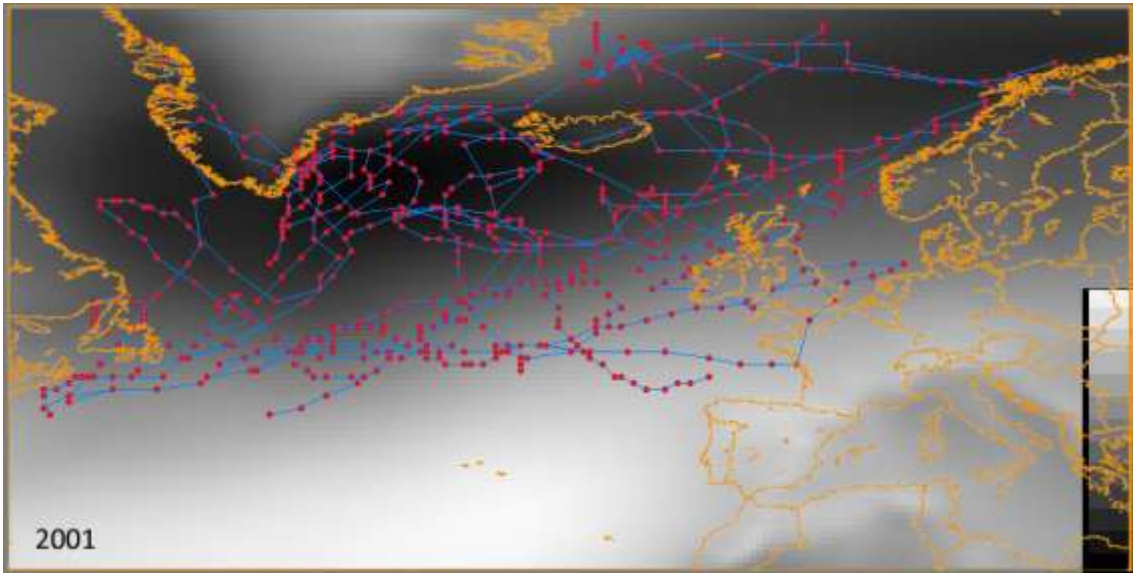
Az algoritmussal detektált viharciklonok trajektóriáinak éves eloszlása (1989 – 2008)

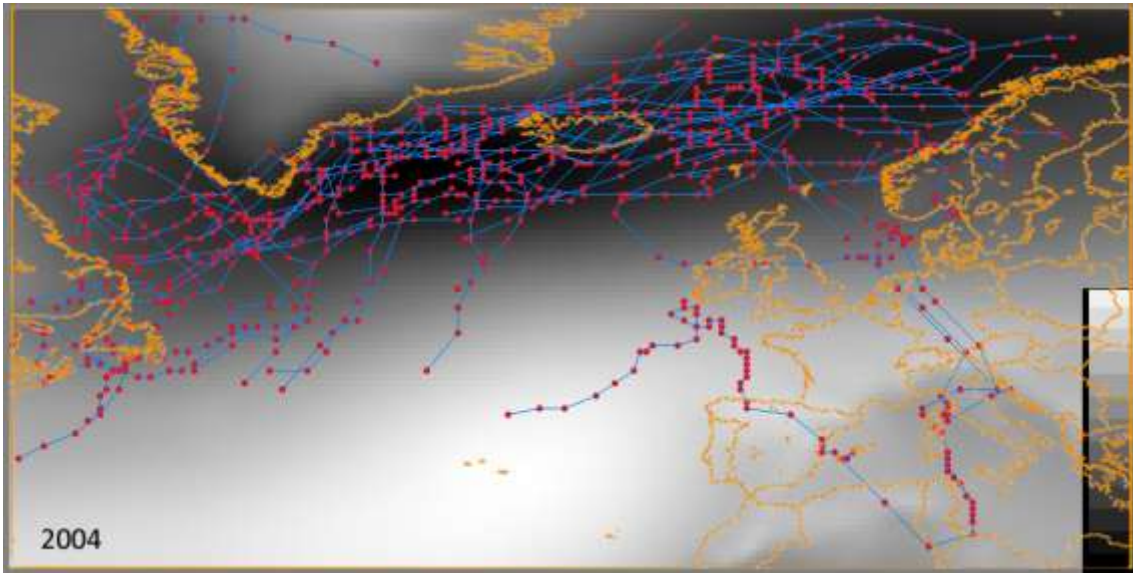


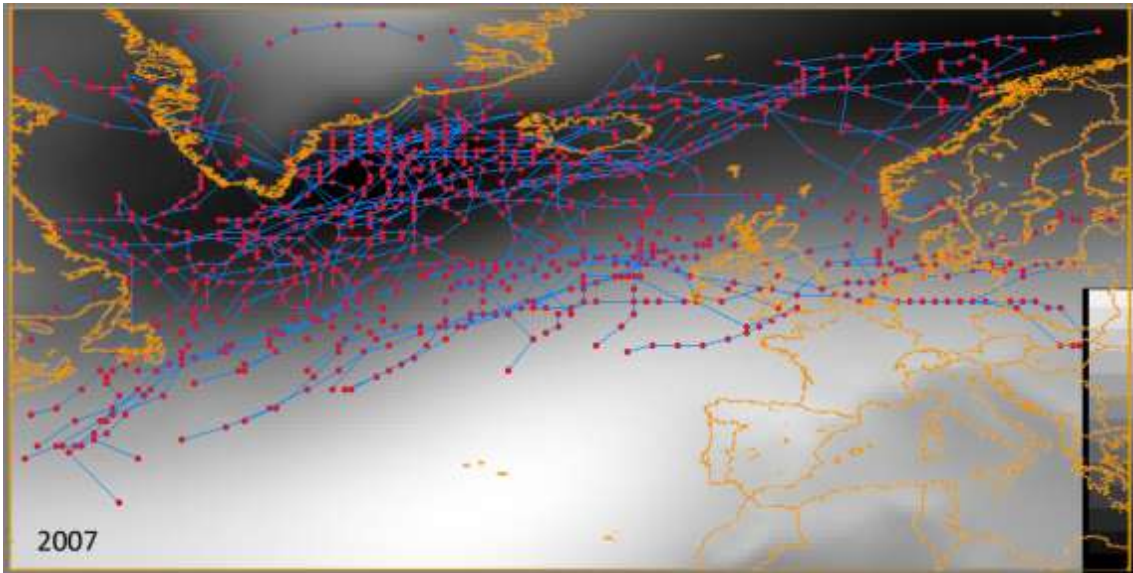












FELHASZNÁLT IRODALOM

Alpert, P., B. U. Neeman, Y. Shay-El., 1990: Climatological analysis of Mediterranean cyclones using ECMWF data. *Tellus*, **42A**, 95-77.

Baehr, C., Pouponneau B., Ayrault, F. and Joly, A., 1999: Dynamical characterization of the FASTEX cyclogenesis cases. *Q.J.R.Meteorol. Soc.*, **125**, 3469-3494.

Bartholy J., Pongrácz R., 1998: ENSO-szignálok értékelése az Atlanti-Európai térségben és a Kárpát-medencében. In: *Meteorológiai Tudományos Napok '97: Az éghajlatváltozás és következményei* (szerk: Dunkel Z.), 241–248, OMSZ, Budapest.

Bartholy J., Pongrácz R., Pattantyús-Ábrahám M., 2006: European cyclone track analysis based on ECMWF ERA-40 datasets. *Int. J. of Climatology*, **26**, 1517-1527.

Bartholy J., Pongrácz R., Pattantyús-Ábrahám M., Pátkai Zs., 2006: Ciklonpályák és frontok gyakoriságváltozása az elmúlt 50 évben az európai térségben. In: *Tanulmánykötet Keveiné Bárány Ilona 65. születésnapjára.* (Szerk.: Mezősi M., Kiss A., Sümeghy Z.) Szegedi Egyetem, 120-131.

Barnston, A.G., Livezey, R.E., 1987: Classification, seasonality and persistence of lowfrequency atmospheric circulation patterns. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, pp. 1083-1126.

van Bebber, W. J., 1891: Die Zugstrassen der barometrischen Minima. *Meteorologische Zeitschrift*, **8**, 361-366.

Blender, R., K. Fraedrich, F. Lunkeit, 1997: Identification of cyclone-track regimes in the North Atlantic. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **123**, 727-741.

Blender, R., M. Shubert, 2000: Cyclone Tracking in Different Spatial and Temporal Resolutions. *Monthly Weather Review*, **128**, 377-384.

Bodolainé, J. E., 2008: A szinoptikus diagnózis eszközeiről. OMSZ kiadvány, Budapest.

Buckley, B. W., and L. M. Leslie, 2000: The Australian Boxing Day storm of 1998—Synoptic description and numerical simulations. *Wea. Forecasting*, **15**, 543–558.

Chen, S.-J., Y.-H. Kuo, P.-Z. Zhang, and Q.-F. Bai, 1992: Climatology of explosive cyclones off the east Asian coast. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 3029–3035.

Christoph, M., Ulbrich, U., Speth, P., 1997: Midwinter suppression of Northern Hemisphere Storm Track Activity in the Real Atmosphere and in GCM Experiments. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 1589-1599.

Emanuel, K. A., and R. Rotunno, 1989: Polar lows as arctic hurricanes. *Tellus*, **41A**, 1–17.

Frei C. and C. Schär, 2001: Detection probability of trends in rare events: Theory and application to heavy precipitation in the Alpine region. *J. Climate* (in press).

Götz, G. és Rákóczi, F., 1981: A dinamikus meteorológia alapjai. Tankönyvkiadó, Budapest.

Gulev, Sergey K., Thomas Jung, Eberhard Ruprecht, 2002.: Climatology and Interannual Variability in the Intensity of Synoptic-Scale Processes in the North Atlantic from the NCEP-NCAR Reanalysis Data. *Journal of Climate*, **15**, 809-828.

Gyakum, J. R., and R. E. Danielson, 2000: Analysis of meteorological precursors to ordinary and explosive cyclogenesis in the western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 851–863.

Gyuró, Gy., 2000: Viharciklonok. *Élet és Tudomány*, **55**, 871-874.

Gyuró, Gy., 2000: A ciklonok és anticiklonok névadásáról. *Élet és Tudomány* 55, 874.

Gyuró, Gy., 2001: Szinoptikus előadások: I. Előrejelzések készítésének kultúrtörténete és módszertana. II. A numerikus prognosztika eredményei szinoptikus szemmel. III. A ciklogenezis elmélete. IV. A blokkoló anticiklon. *Egyetemi Meteorológiai Füzetek* No. 16. ELTE Meteorológiai Tanszék, Budapest, 88 .

Holton, J.R., 1992: An introduction to dynamic meteorology. 3rd edition, *Academic Press*, London, 507.

Hontarrède, M., 2000: Les tempêtes jumelles de Noël 1999. *Met Mar*, **187**, 3-5.

Hoskins, B. J. et al. 1978: A new look at the ω -equation. *Quart. J. R. Met. Soc.* 104,31-38.

Hoskins, B. J. and Pedder, M. A., 1980: The diagnosis of middle latitude synoptic development. *Quart. J. R. Met. Soc.* 106, 707-719.

Hoskins, B. J., McIntyre, M. E. and Robertson, A. W., 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. R. Met. Soc.* 111, 877-916.

Hoskins, B. J. and Berrisford, P., 1988: A potential vorticity perspective of the storm of 15-16 October 1987. *Weather* 43, 122-129.

Hoskins, B. J. and Sanders, F., 1990: An easy method for estimation of Q-vectors from Weather maps. *Weather and Forecasting* 5, 346-353.

Knippertz, P., U. Ulbrich and P. Speth, 2000: Changing cyclones and surface wind speeds over the North-Atlantic and Europe in a transient GHG experiment. *Climate Research*, **15**, 109-122.

Kuo, Y-H., J. R. Gyakum, and Z. T. Guo, 1995: A case of rapid continental mesoscale cyclogenesis. Part I: Model sensitivity experiments.

Kurz, M., 1977: Synoptische Meteorologie in: Leitfaden für die Ausbildung in Deutschen Wetterdienst. 8.

Kurz, M., 1992: Zur Rolle diagnostischen Hilfsmittel in der Arbeit des Wettervorhersagedienstes. *Annalen der Meteorologie* 27. Deutsche Meteorologen-Tagung 1992. Vom 16-bis 20. März 1992 in Berlin. 1-2.

Kurz, M., 1994: The role of diagnostic tools in modern weather forecasting. *Met Apps.* 1, 45-67.

Kurz, M., 2005: Zur Rolle des Synoptikers in der modernen Wettervorhersage. *Promet.* 31, 65-70.

Le Blancq, F.W. and J.A. Searson, 2000: The 1999 boxing day low - some remarkable pressure tendencies. *Weather*, **55**, 250-251.

Lim, E.-P., I. Simmonds, 2002: Explosive Cyclone Development in the Southern Hemisphere and a Comparison with Northern Hemisphere Events. *Monthly Weather Review*, **130**, 2188-2209.

Murray, R. J., I. Simmond, 1991: A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data. Part I: Development and operation of the scheme. *Australian Meteorological Magazine*, **39**, 155-166.

Murray, R. J., I. Simmond, 1991: A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data. Part II: application to January and July general circulation model simulations. *Australian Meteorological Magazine* 167-180.

Nakamura, H., 1992: Midwinter Suppression of Baroclinic Wave Activity in the Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 1629-1642.

Pettersen, S. and S.J. Smebye, 1971: On the development of extratropical cyclones. *Q.J.R.Meteorol. Soc.*, **97**, 457-482.

Pezza, Alexandre Bernardes and Tércio Ambrizzi, 2003: Variability of Southern Hemisphere Cyclone and Anticyclone Behavior: Further Analysis. *Journal of Climate*, **16**, 1075-1083.

Pongrácz, R., 1999: Az ENSO-jelenség és az Északi-hemiszféra cirkulációjának együttes regionális hatásai. In: *A meteorológus PhD-hallgatók II. országos konferenciája* (szerk: Kircsi A., Pongrácz R.); *Egyetemi Meteorológiai Füzetek*, No.13., pp. 50-56.

Pongrácz, R., 2003: A nagytérségű cirkuláció és a légköri oszcillációk (ENSO, NAO) együttes hatása regionális éghajlati paraméterekre. PhD dolgozat, Budapest.

Revell, M. J., and R. N. Ridley, 1995: The origin and evolution of low-level potential vorticity anomalies during a case of Tasman Sea cyclogenesis. *Tellus*, **47A**, 779–796.

Roebber, P. J., 1984: Statistical analysis and updated climatology of explosive cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1577–1589.

Rogers, J.C., 1997: North Atlantic storm track variability and its association to the North Atlantic Oscillation and climate variability of Northern Europe. *J. Climate*, **10**, pp. 1635–1647.

Schneiderleit, A., R. Blender, K. Fraedrich, F. Lunkeit, 2005: Icelandic Climate and North Atlantic Cyclones in ERA-40 Reanalyses. *Meteorologische Zeitschrift*, **14**, 1–7.

Sanders, F., J. R. Gyakum, 1980: Synoptic–dynamic climatology of the “bomb.” *Monthly Weather Review*, **108**, 1589–1606.

Sanders, F., 1986: Explosive cyclogenesis in the west-central North Atlantic Ocean, 1981–84. Part I: Composite structure and mean behavior. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1781–1794.

Sanders, F. and C. A. Davis, 1988: Patterns of thickness anomaly for explosive cyclogenesis over the west-central North Atlantic Ocean. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 2725–2730.

Sándor, V. és Wantuch, F., 2004: *Repülésmeteorológia*. OMSZ, Budapest, 106–110.

Serreze, M. C., 1999: Climatological aspects of cyclone development and decay in the Arctic. *Atmosphere-Ocean*, **33**, 1–23.

Serreze, M. C., F. Carse, R. Barry, 1997: Icelandic low cyclone activity: Climatological features, linkages with the NAO, and relationships with recent changes in the Northern Hemisphere circulation. *Journal of Climate*, **10**, 453–464.

Sickmöller, M., R. Blender, K. Fraedrich, 2000: Observed winter cyclone tracks in the northern hemisphere in re-analysed ECMWF data. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **126**, 591–620.

Uccellini, L.W., 1990: Processes contributing to the rapid development of extratropical cyclones. In: Newton, C.W., and E.O. Holopainen: Extratropical cyclones, the Eric Palmén memorial volume. *American Meteorological Society*, Boston, p. 81-105.

Ulbrich, U., A.H. Fink, M. Klawns and J.G. Pinto, 2001: Three extreme storms over Europe in December 1999. *Weather*, **56**, 70-80.

Zhang, X., J.E. Walsh, J. Zhang, U.S. Bhatt, M. Ikeda, 2004: Climatology and Interannual Variability of Arctic Cyclone Activity. 1948-2002. *Journal of Climate*, **17**, 2300-2317.

Zolina, O., S.K. Gulev, S. Grigoriev, 2000: Decadal variability in The Northern Hemisphere midlatitudinal cyclone activity.

WEBOLDALAK:

- <http://www.asp.ucar.edu/colloquium/2000/Spres/zolina.html/>
- <http://www.cpc.noaa.gov/data/teledoc/nao.timeseries.gif/>
- Danish Meteorological Institute's „Rapport Orkanen over Danmark den 3.-4 december 1999“ <http://www.dmi.dk/vejr/aktuelt/199912090000/orkan.pdf>
- <http://www.ecmwf.int/>
- <http://www.eumetsat.org/>
- <http://www.met.fu-berlin.de/wetterpate/>
- <http://www.netweather.tv/>
- <http://www.zamg.ac.at/>

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Hálával tartozom Nagy Gergelynek a C-ben történő programozásban nyújtott segítségéért, hogy saját problémáival nem törődve olykor éjszakába nyúlóan segített a felmerülő hibák kijavításában, megkeresésében.

Külön hálával tartozom Ihász Istvánnak és Üveges Zoltánnak, az OMSZ munkatársainak, akik közreműködésével lehetőségem nyílt az ERA-Interim adatbázis publikum számára nem elérhető, nagyobb tér- és időbeli felbontású adataival dolgozni. Ezúton szeretném megköszönni nekik a dolgozathoz fűzött segítő megjegyzéseiket is.

Köszönöm Barcza Zoltánnak a GrADS programmal kapcsolatos nehézségek leküzdésében nyújtott folyamatos segítségét, Kovács Richárdnak, hogy megfelelő technikai háttérrel biztosított számomra a felhasznált adatok tárolása végett.

Köszönöm Puskás Mártának, hogy mindig lelkesen segített az olykor elérhetetlennek tűnő külföldi és hazai cikkek, tanulmányok megkeresésében.

Hálával tartozom családomnak, barátaimnak és munkatársaimnak, a végtelennyi türelemért, lelki támogatásért, biztatásért, melyet e munka elkészülte közben tanúsítottak.

Végül – de nem utolsó sorban – szeretném kifejezni köszönetemet témavezetőmnek, dr. Gyuró Györgynek, aki a kezdeti nehézségek ellenére végig türelemmel kísérte munkámat, szakmai tudásával, megjegyzéseivel napról-napra segítette dolgozatom fejlődését.