

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Földrajz- és Földtudományi Intézet
Meteorológiai Tanszék

Mediterrán ciklonok kategorizálása trópusi jelleg szerint

DIPLOMAMUNKA



Készítette:

Hérincs Dávid

Meteorológus mesterszak,
időjárás-előrejelző szakirány

Témavezető:

Soósné dr. Dezső Zsuzsanna

ELTE TTK Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2016.

Tartalom

1. Bevezetés.....	4
2. Irodalmi áttekintés.....	5
2.1. A mérsékelt övi ciklonok	5
2.2. A trópusi ciklonok.....	6
2.2.1. Klasszikus trópusi ciklonok	6
2.2.2. Mérsékelt övi ciklonok kialakulása trópusi ciklonokból.....	8
2.2.3. Hibrid úton kialakuló trópusi és szubtrópusi ciklonok.....	11
3. Trópusi jellegű mediterrán ciklonok	14
3.1. Alapvető áttekintés.....	14
3.2. A vizsgálati módszer bemutatása	14
4. Meleg maggal rendelkező mediterrán ciklon (Querida, 2006.09.24. – 2006.09.28.).....	18
4.1. A Querida ciklon általános leírása műholdas- és radarmérések alapján	18
4.2. A Querida ciklon áttekintése a hozzá kapcsolódó mért adatok alapján	19
4.3. A Querida ciklon elemzése ECMWF reanalízis adatok alapján	21
4.3.1. 300 hPa-os divergencia, szélirány és szélsébség	21
4.3.2. 200-1000 hPa-os rétegvastagság és 300 hPa-os potenciális örvényesség.....	22
4.3.3. 500-1000 hPa-os rétegvastagság és 850 hPa-os relatív örvényesség	23
4.3.4. 850 hPa-os ekvivalens potenciális hőmérséklet, szélirány és szélsébség	24
4.3.5. 925 hPa-os geopotenciál és 850 hPa-os vertikális sebesség.....	25
4.3.6. Tengerfelszín-hőmérséklet és konvektív felhasználható potenciális energia (CAPE)	26
5. Szubtrópusi ciklon (Qendresa, 2014.11.06. – 2014.11.09.)	28
5.1. A Qendresa ciklon általános leírása műholdas- és radarmérések alapján	28
5.2. A Qendresa ciklon áttekintése a hozzá kapcsolódó mért adatok alapján	31
5.3. A Qendresa ciklon elemzése ECMWF reanalízis adatok alapján	34
5.3.1. 300 hPa-os divergencia, szélirány és szélsébség	34
5.3.2. 200-1000 hPa-os rétegvastagság és 300 hPa-os potenciális örvényesség.....	35
5.3.3. 500-1000 hPa-os rétegvastagság és 850 hPa-os relatív örvényesség	37
5.3.4. 850 hPa-os ekvivalens potenciális hőmérséklet, szélirány és szélsébség	38
5.3.5. 925 hPa-os geopotenciál és 850 hPa-os vertikális sebesség.....	39
5.3.6. Tengerfelszín-hőmérséklet és konvektív felhasználható potenciális energia (CAPE)...	40
6. Trópusi ciklon (Rolf, 2011.11.04. – 2011.11.09.).....	42
6.1. A Rolf ciklon általános leírása műholdas mérések alapján.....	42
6.2. A Rolf ciklon áttekintése a hozzá kapcsolódó mért adatok alapján	45

6.3. A Rolf ciklon elemzése ECMWF reanalízis adatok alapján	49
6.3.1. 300 hPa-os divergencia, szélirány és szélsébség	49
6.3.2. 200-1000 hPa-os rétegvastagság és 300 hPa-os potenciális örvényesség	50
6.3.3. 500-1000 hPa-os rétegvastagság és 850 hPa-os relatív örvényesség	51
6.3.4. 850 hPa-os ekvivalens potenciális hőmérséklet, szélirány és szélsébség	52
6.3.5. 925 hPa-os geopotenciál és 850 hPa-os vertikális sebesség.....	53
6.3.6. Tengerfelszín-hőmérséklet és konvektív felhasználható potenciális energia (CAPE) ...	54
7. Trópusi jellegű mediterrán ciklon (Tünde, 2015.09.30. – 2015.10.02.).....	56
7.1. A Tünde ciklon általános leírása műholdas- és radarmérések alapján	56
7.2. A Tünde ciklon áttekintése a hozzá kapcsolódó mért adatok alapján	59
7.3. A Tünde ciklon elemzése ECMWF reanalízis adatok alapján	63
7.3.1. 300 hPa-os divergencia, szélirány és szélsébség	63
7.3.2. 200-1000 hPa-os rétegvastagság és 300 hPa-os potenciális örvényesség	65
7.3.3. 500-1000 hPa-os rétegvastagság és 850 hPa-os relatív örvényesség	68
7.3.4. 850 hPa-os ekvivalens potenciális hőmérséklet, szélirány és szélsébség	69
7.3.5. 925 hPa-os geopotenciál és 850 hPa-os vertikális sebesség.....	71
7.3.6. Tengerfelszín-hőmérséklet és konvektív felhasználható potenciális energia (CAPE) ...	73
8. Összegzés	75
8.1. A vizsgált esetek alapján felállítható konceptuális modellek.....	75
8.2. További tervek	77
9. Köszönetnyilvánítás	78
Irodalomjegyzék.....	79
A vizsgált ciklonok esetében felhasznált ábrák, illetve a saját készítésű ábrákon szereplő adatok forrása:.....	80
Függelék	82
1. Querida.....	82
2. Qendresa.....	83
3. Rolf.....	86
4. Tünde.....	90

1. Bevezetés

„Ha úgy néz ki, mint egy hurrikán, akkor valószínűleg az, a szokatlan környezete ellenére.”¹ Ezzel a mondattal indult az Amerikai Nemzeti Hurrikánközpont 2. jelentése a 2005-ös Vince hurrikánról. Vince különleges volt a tekintetben, hogy nem klasszikus, hanem hibrid úton alakult ki, egy mérsékelt övi ciklon trópusivá válásával. Ráadásul mindez meglehetősen északon, Madeira közelében történt, ahol a vízhőmérséklet már csak 22-23 °C körüli volt (*Tapiador és mtsai., 2007*). 2009-ben a Grace trópusi vihar hasonló módon fejlődött ki az Azori-szigetektől északkeletre, és később egészen Észak-Franciaország földrajzi szélességéig eljutott trópusi ciklonként, mielőtt visszaalakult volna mérsékelt övi ciklonná. Ez viszont csak két példa a sok közül, melyeket elsősorban a műholdas megfigyelések kezdete óta dokumentáltak, hiszen az Atlanti-óceán szubtrópusi és mérsékelt övi régiójának határán átlagosan 2-3 évente előfordulnak olyan szubtrópusi vagy trópusi ciklonok, melyek leszakadó mérsékelt övi ciklonokból jönnek létre. Bár ezek általában kissé délebbre helyezkednek el, mint a példaként említett Vince és Grace, történelmi feljegyzések utalnak rá, hogy Vince sem volt példa nélküli, mivel 1842-ben egy hasonló pályán mozgó, kissé erősebb hurrikán haladt el szintén Madeira közelében (*Vaquero és mtsai., 2008*).

Szintén a műholdak segítségével már több, mint 30 évvel ezelőtt megfigyelték, hogy hagyományos mediterrán ciklonok átalakulásával időnként a Földközi-tenger felett is keletkeznek olyan ciklonok, melyek trópusi struktúrával, olykor jól fejlett szemmel rendelkeznek. Ezekkel azonban hosszú ideig nem foglalkoztak nagyobb mértékben, csupán egy-egy jelentősebb példányról készült szakmai tanulmány. Ezekben az 1983. szeptember-októberi Callisto, az 1995. januári Celeno és az 1996. októberi Cornelia ciklont elemezték műholddal és szárazföldön mért, illetve reanalízis és modelladatok alapján, az alapvető trópusi jellegzetességeket vizsgálva (*Rasmussen, 198; Emanuel, 2005; Reale és Atlas, 1999*). Ugyanakkor a legtöbb trópusi ciklonokkal foglalkozó meteorológiai szolgálat elhatárolódott, illetve mind a mai napig elhatárolódik e ciklonok bármiféle besorolásától. Néhányukról azonban elérhetőek voltak mért adatok part menti meteorológiai állomások vagy mérőhajók révén, melyek megmutatták, hogy egyik-másik gyengébb hurrikánnak megfelelő erősségű volt. A helyzet a 2000-es években kezdett változni, amikor az amatőr meteorológia révén egyre nagyobb figyelem terelődött ezekre a légköri képződményekre. A 2011 novemberében és a 2016 októberében kialakult rendszert már egy hivatalos szervezet, a NOAA trópusi ciklonok erősségét műholdas adatok alapján becsülő Satellite Analysis Branch egysége is trópusi ciklonná nyilvánította.

¹ „IF IT LOOKS LIKE A HURRICANE... IT PROBABLY IS... DESPITE ITS ENVIRONMENT AND UNUSUAL LOCATION.” [13 – National Hurricane Center).

Jelen diplomadolgozatomban azt mutatom be esettanulmányokon keresztül, hogy ezek a ciklonok mely esetben tekinthetők valódi (hibrid úton kialakuló) trópusi vagy szubtrópusi ciklonnak, illetve mikor nem, noha bizonyos mértékben trópusi jegyekkel is rendelkeznek. A vizsgálatot a mérsékelt övi és a trópusi ciklonok konceptuális modelljeire alapoztam, melyek bizonyos légköri paraméterek esetén jelentős különbséget mutatnak a két ciklontípus között. A vizsgálatok több részből tevődtek össze. Egyrészt felhasználtam műholdképeket, valamint szárazföldi és műholdas meteorológiai méréseket, melyek alapvetően már megmutatták, hogy a ciklonok trópusi jelleggel rendelkeztek. A tényleges kategorizálás alapja azonban az ECMWF 0,125°-os felbontású reanalízis adatain alapult, melyekkel jól elkülöníthetőek voltak az egyes típusok.

Dolgozatom elején áttekintem a felhasznált alapvető konceptuális modelleket, majd ezt követi a vizsgált ciklonok bemutatása.

2. Irodalmi áttekintés

2.1. A mérsékelt övi ciklonok

A mérsékelt övi ciklonok esetén a hőmérséklet-különbségen alapulva két jellegzetes konceptuális modell ismert, az egyik a norvég ciklonmodell (*Bjerknes és Solberg 1922*), a másik pedig a Shapiro-Keyser modell (*Shapiro és Keyser 1990*). A kettő közötti fő különbség, hogy a norvég modellt Európa nyugati partvidékére, diffluens nagytérségű áramlásra, míg a Shapiro-Keyser modellt Észak-Amerika keleti partvidékére, konfluens nagytérségű áramlásra fejlesztették ki (*Schulz és mtsai., 2008*). Emellett léteznek még egyéb megközelítésű konceptuális modellek is, mint például a magassági potenciális örvényességi perturbáción és a baroklinitáson, vagy a szállítószalagokon alapuló, melyeket a dolgozatban nem részletezek. Egy tényleges mérsékelt övi ciklonban ugyanakkor e jelenségek mindegyike szerepet játszik.

A norvég modellt eredetileg Bjerknes és munkatársai alkották meg az 1910-20-as években, de azóta már több módosításon, kiegészítésen átesett. Maga a modell csak az alacsony szintű folyamatokat írta le. Alapesetként egy frontális hullámot tekintett, melynek egyik oldalán hideg, a másikon meleg levegő helyezkedik el. Ezen egy kis perturbáció keletkezik, mely mentén a hideg dél, míg a meleg észak felé indul meg, majd ennek eredményeképp kialakulnak a frontok, illetve maga a ciklon, a központjában nyomásminimummal. A ciklon legerősebb állapotában azonban a hidegfront utoléri a melegfrontot, kialakul a részle-

ges okklúzió, majd a melegszeletor további szűkülésével, végül megszűnésével a teljes okklúzió. Ezt követően pedig hőmérsékleti különbség híján a ciklon feloszlik. Mivel az okklúziót minden oldalról hideg levegő veszi körül, ezek a ciklonok hideg magvúak a talaj mentén is. A szállítószalagok és a magaslégtörri jelenségek, mint például a futóáramlás vagy a potenciális örvényesség hatásáról ez az elmélet azonban nem szólt. Így nem tudta magyarázni a ciklonokhoz kötődő egyéb képződményeket sem, mint például az erősen felcsavarodott okklúzió, a komma vagy a poláris ciklon létrejöttét, illetve a viharciklonokat, melyek okklúziós fázisban is tovább erősödnek. Ezeket a későbbi konceptuális modellek: Sutcliffe-Pettersen – jet stream hatása (*Sutcliffe, 1950*), Charney-Eady – baroklin instabilitás (*Charney, 1947*), Namias – szállítószalagok (*Namias, 1939*), Hoskins – potenciális örvényesség (*Hoskins és mtai., 1985*) segítségével sikerült magyarázni, és ezek a norvég modellel együtt már összefoglalóan leírják a mérsékelt övi ciklonokat.

A Shapiro-Keyser modellt az 1990-es években fejlesztették ki. A kiindulási állapota ennek is hasonló, mint a norvég modellel, itt azonban a hidegfronti szakasz gyengébb, és jelentősebb szerepet kap a baroklinitás. Ennek köszönhetően a hidegfront olykor hozzá sem kapcsolódik a melegfronthoz, és melegfronti visszahajló okklúzió, úgynevezett frontális T-csont alakul ki. Az okkludálódás megindulásakor a gyenge hidegfront miatt az okklúziós pont közelében meleg levegő marad a hidegfront mögött, melyet később a visszahajló okklúzió teljesen körbezár. Így ezek a ciklonok az alacsonyabb szinteken meleg magvúak.

2.2. A trópusi ciklonok

2.2.1. Klasszikus trópusi ciklonok

A klasszikus trópusi ciklonok konceptuális modelljével szintén többen foglalkoztak. Ezek a ciklonok teljesen más alapkörülmények mellett fejlődnek ki, mint a mérsékelt övi ciklonok, hiszen ebben az esetben nincs hőmérsékleti különbség, illetve magaslégtörri kényszer sem. A mérsékelt övi ciklonokkal szemben a trópusi ciklonok kifejezetten az óceánok felett kialakuló képződmények, melyek a meleg tengervíz látens hőjét használják fel elsődleges energiaforrásként. Emellett még hatással lehet rájuk a hagyományos légtörri instabilitás (CAPE) is, főként akkor, ha felettük a magaslégtörri a szokásosnál hidegebb. A klasszikus trópusi ciklonok kialakulása mindenütt ugyanazon menet szerint történik. Kezdetben nagyobb zivatartömbök, úgynevezett trópusi hullámok/zavarok fejlődnek ki a trópusi összeáramlási zóna mentén, melyek kissé északra helyeződve a Coriolis-erő hatására fokozatosan forgásba jönnek. Amint a felszín közelében határozottabbá válik a ciklonális áramlás,

ez egyben egyre nagyobb konvergenciát is generál, mely összegyűjti és koncentrálja a nedves levegőt a ciklon belsejébe. Ez feláramlást, illetve konvekciót generál a ciklonban, ami pedig jelentős látens hőfelszabadulással jár, majd az emiatt felmelegedett levegő a magasban szétáramlik és fokozatosan lehűl. Ezzel egy önmagát erősítő folyamat jön létre, melyet másodfajú konvektív instabilitásnak neveznek (angol rövidítéssel CISK – Convective Instability of the Second Kind) (Smith, 1997). Ennek során a központi légnyomás folyamatosan süllyed a ciklonban, ami viszont erősíti a konvergenciát a ciklon környezetében, és ez még több nedvességet szállít be, még nagyobb látens hőfelszabadulást előidézve. Végso soron a nedvesség már nem vízgőz formájában, hanem az erős szél által okozott nagy hullámozás miatt az óceánból közvetlenül kijutott vízpermet formájában áll rendelkezésre. E folyamat a motorja a trópusi ciklonok másodlagos, radiális cirkulációjának, mely során egy Carnot-körfolyamathoz hasonlóan a meleg, nedves levegő beáramlása során izoterm tágulás következik be, majd ez a levegő emelkedve adiabatikus módon tágul tovább, miközben lehűl. Ezt követi a süllyedő fázis, előbb izoterm, majd adiabatikus összenyomódással. Kifejlett állapotban a trópusi ciklonokat alacsonyszinten jelentős konvergencia, míg magas szinten határozott divergencia jellemzi. A látens hőfelszabadulás miatt a ciklonnak a teljes vertikális kiterjedésében meleg magja lesz, mely az erős ciklonok esetén az impulzusmomentum-megmaradás miatt egy közepén megjelenő keskeny leáramlási területben, a szemben koncentrálik. A ciklon emellett rendelkezik egy elsődleges, tangenciális cirkulációval is, mely rendre sokkal erősebb a másodlagosnál. Mivel a ciklonoknak van egy adott haladási sebessége is, a haladási irány szerinti jobb oldalon ez hozzáadódik a tangenciális sebességhez, míg a bal oldalon kivonódik belőle. Ennek köszönhető, hogy a trópusi ciklonok általában a jobb-felső, nyugat-északnyugati haladási irány esetén az északkeleti térségben a legerősebbek. A ciklon erőssége jól becsülhető a szem méretéből és a körülötte elhelyezkedő szemfal felhőtető-hőmérsékletéből. Ez ugyanis mutatja, hogy a tápláló körfolyamat milyen határfokkal rendelkezik. Az impulzus-megmaradás tétele alapján összefüggés van a szem mérete és a tangenciális szélesség között is. Minél kisebb a szem mérete, annál inkább csökken az impulzusnyomatéka, ez által pedig gyorsabb lesz a forgás, nagyobb a szélesség. A legerősebb trópusi ciklonok sokszor csupán néhány km-es szemátmérővel rendelkeznek (Frank, 1977). Fizikailag ugyanakkor nem lehetséges, hogy a szem átmérője a végtelenségig csökkenjen, vagyis a ciklon bármennyig erősödjön. Ilyenkor lép életbe az úgynevezett szemfal-kicserélődési ciklus, mely során az eredeti szemfal körül egy új külső szemfal keletkezik, és az eredeti belső szemfal összeomlik. Ez a szélerősség gyengülésével jár, mivel ilyenkor az előbbivel ellentétben megnő az

impulzusnyomaték (*Willoughby és mtsai., 1982*). Bár a CISK önmagát gerjesztő folyamat, ezzel szemben is létezik visszacsatolás, mely lehetővé teszi, hogy a ciklon ne erősödjön a végtelenségig. Amikor a folyamat már érett fázisban van, vagyis a ciklon erős, az óceánban határozottá válik az Ekman-pumpálás, mely a mélyebb rétegekből hidegebb vizet szállít a felszínre. Ez által viszont lecsökken a rendelkezésre álló látens hő mennyisége, mely az erősödés megszűnését, sőt hosszabb távon a ciklon gyengülését vonja maga után (*Ginis, 2002*).

A trópusi ciklonok kategorizálását és elnevezését minden nagyobb óceáni régióban eltérő módon végzik. A legismertebb ezek közül az Atlanti-óceánon, illetve a Csendes-óceán északi féltékének keleti és középső régiójában használt Saffir-Simpson hurrikánskála, így ezt mutatom be, illetve használom a későbbiekben is. Ezekben a térségekben a 119 km/h-s szélsősebességet elérő ciklonokat hurrikánnak nevezik, melyekre 5 kategóriát határoztak meg a szélsősebéségen alapulva. Emellett létezik még két kiegészítő kategória is, melyek a trópusi vihar és a trópusi depresszió. A skálához meg szokták még adni a hozzávetőleges központi légnyomás adatokat is, de ez az egyes ciklonok esetében jelentősen eltérő lehet, hiszen a szélsősebesség a nyomási gradiens nagyságától függ, amit pedig befolyásol a környező légnyomás is.

1. táblázat - A Saffir-Simpson hurrikánskála 5 fő kategóriája, illetve a hozzájuk tartozó 2 kiegészítő kategória (*Elsner és Birol Kara, 1999*)

Kategória	Szélsősebesség [km/h]	Hozzávetőleges központi légnyomás [hPa]
trópusi depresszió	< 63	
trópusi vihar	63 – 118	
1.	119 – 153	> 980
2.	154 – 177	980-965
3.	178 – 208	964-945
4.	209 – 251	944-920
5.	252 ≤	920 >

2.2.2. Mérsékelt övi ciklonok kialakulása trópusi ciklonokból

A trópusi ciklonok pályájára jellemző, hogy a földrajzi szélesség növekedésével egyre inkább jobbra kanyarodik. Attól függően, hogy a szubtrópusi anticiklonális öv mennyire erős, ez megtörténhet már a korai, illetve csak a későbbi életszakaszokban is. Amint egy trópusi ciklon eléri a szubtrópusi és a mérsékelt övezet határát, ott már nem tudja fenntartani trópusi jellegét, hiszen megszűnik a meleg víz utánpótlása, illetve gyakran erős szél-nyírással is szembetalálkozik. Attól függően viszont, hogy a trópusi ciklon milyen erős-

séggel éri el a határterületet, illetve milyen légköri tényezők várják ott, több folyamat történhet vele. Amennyiben a ciklon anticiklonális, vagy a ciklogenezist nem támogató magaslégköri viszonyokkal rendelkező közegben, száraz légkör és legalább közepes szélnyírás mellett éri el a hidegebb vizű területet, akkor fokozatosan legyengül. Ebben az esetben amint a szervezett zivatarképződés megszűnik benne, posztrópusi besorolást kap, majd végül teljesen feloszlik. Ha azonban egy trópusi ciklon egy mérsékelt övi ciklon áramlási rendszerébe kerül bele, vagy olyan magaslégköri kényszerek hatása alá kerül, melyek elősegítik a mérsékelt övi ciklogenezist, akkor mérsékelt övi ciklonná átalakulva megmaradhat. E folyamat során a ciklon az alapvető tulajdonságait tekintve jelentős változásokon esik át. Az ilyen esetben kialakuló mérsékelt övi ciklont nevezik extratrópusinak, mely az angol szóhasználatban azonos a mérsékelt övi ciklonnal.

Az átalakulás első lépéseként a trópusi ciklon reagál a környezeti változásokra. Ezek egyrészt a haladási sebességének növekedésében, másrészt a szél- és hőmérsékleti mezőben, valamint magában a felhőzetben megjelenő aszimmetriában mutatkoznak meg. Ezen aszimmetriákat leginkább az erősödő vertikális szélnyírás, illetve a nedvességben és a tengerfelszín-hőmérsékletben jelentkező gradiens váltja ki, de ezek mellett orografikus hatás (nagyobb sziget, szárazföld a ciklon útjában) is okozhat ilyen változásokat – akár a trópusi időszakon belül is. Az átalakulás kezdetekor a ciklon északi és keleti oldalán egy szélmaximum, úgynevezett jet streak alakul ki, aminek következtében az alsó- és középső troposzférában a ciklontól északra egy melegfront jellegű szakasz jön létre, gyakran határozott, de még a ciklonhoz kapcsolódó felhőzettel. Ezzel együtt megkezdődik a „hátdalton” a szárazabb légtömeg beáramlása, mely erodálja a trópusi ciklon szemfalát. Általában ehhez szokták kötni magának az átalakulási fázisnak a kezdetét. Még ekkor sem biztos ugyanakkor, hogy a ciklon eléri az extratrópusi stádiumot, mivel külső hatások, mint például az erős vertikális szélnyírás vagy a gyorsan csökkenő vízhőmérséklet a ciklon feloszlását okozhatja ezt megelőzően is. Az átalakulási fázis akkor ér véget, amikor az operatív előrejelző központok – az Atlanti-óceánon az amerikai Nemzeti Hurrikánközpont – a ciklont extratrópusivá nyilvánítják. Az extratrópusi fázis alatt a ciklon a mérsékelt övi ciklonokra jellemző megjelenést vesz fel a műholdképeken, frontjai képződnek. Emellett a ciklon hideg magvúvá válik, illetve az elérhető (alacsony és középmagas szinten meglévő) potenciális energia örvényessége és kinetikus energiává alakul át. A látens hő viszont még fontos energiaforrás marad, illetve az óceánfelszínen futó meleg áramlatok is fontos szerepet játszanak. Ezek által az átalakult ciklon képes lehet visszaerősödni, olykor jelentősebb mér-

tékben. Bár a maximális szélességben ez nem mindig mutatkozik meg, hiszen a nagy nyomási gradiens extratrópusi ciklonként már nagyobb területen oszlik el, ez viszont magával vonja a korábban csak a központ köré koncentrálódó erős szelek jelentősebb kiterjedését.

Az átalakulás során jelentősen megváltozik a ciklon potenciális örvényességi mezejének struktúrája is. Amikor a ciklon még trópusi, erős ciklonális áramlás jellemző benne majdnem a teljes troposzférában, e felett pedig egy nagy sugarú, gyenge anticiklonális áramlási terület alakul ki közvetlenül a tropopauza alatt. Ennek megfelelően az alsó és középső területeken kis kiterjedésű, viszonylag erős pozitív potenciális örvényesség jellemző, míg a magasban egy nagyobb sugarú, de lapos területű negatív potenciális örvényesség. A PV-anomália elrendeződése szimmetrikus, a ciklon tengelyébe esik az egyes területek központja. Az alsó és középső troposzférában az erős pozitív területet tipikusan egy sokkal kevésbé pozitív, vagy akár kissé negatív potenciális örvényességű terület veszi körül. A mérsékelt övezetben viszont a potenciális örvényességi anomáliák jellemzően a tropopauza közelében találhatóak: pozitív alacsonyabb, és negatív magasabb tropopauza esetén. Ezért lehet a magassági teknőket pozitív PV-anomáliájú területként figyelembe venni. Ha egy magassági pozitív PV-anomália az alacsony szintek áramlásával együtt mozog, akkor ez nagyskalájú emelést és örvényességet indukál az anomália irányába. Ez az alacsony szinteken kedvez a ciklogenezishez is. A mérsékelt övezetben az alacsonyszintű PV-anomáliák baroklin zónákhoz kapcsolódnak, vagy diabatikus folyamatok által alakulnak ki. Ez által a mérsékelt övi ciklonok potenciális mezeje erősen aszimmetrikus, hiszen a magassági PV-anomália a hozzájuk tartozó magassági teknőhöz kapcsolódik, míg alacsonyszinten a frontok mentén fordul elő pozitív potenciális örvényességi anomália, mely azok tulajdonsága miatt már önmagában is aszimmetrikus elrendeződésű.

Az átalakulási folyamat során érdemes figyelembe venni a baroklin instabilitást is, főleg, ha a trópusi ciklon egy erős futóáramlással rendelkező teknőt közelít meg. A horizontális környezeti szél vertikális nyírása jelentős változásokat indukál egy trópusi ciklon struktúrájában és erősségében. Ezek leginkább a kezdetben függőleges vertikális tengely megdőlésében, valamint a vertikális áramlásban és a hőmérsékleti mezőben fellépő aszimmetriában mutatkozik meg. Emellett a magassági PV-anomália erodálódik, valamint a közép- és alacsonyszintű PV-anomália gyengül és a magassággal szintén megdől a szélnyírás irányában. A magassággal nyugat felé történő dőlés, mely a baroklin hatásokhoz szükséges, akkor áll fenn, ha nyugatról a magasban egy pozitív potenciális örvényességi anomália közelíti meg

a ciklont, és annak alacsonyabb szinteken jelen lévő pozitív anomáliájú területe ezzel összekapcsolódik (*Jones és mtsai., 2006; Hart és Evans, 1999*).

A mérsékelt övi rendszerekbe beleolvadó trópusi ciklonok emellett nemcsak a hozzájuk közel eső teknőre, hanem az azt jobbról határoló gerinc másik oldalán elhelyezkedőre is hatást gyakorolhatnak. Megfigyelték, hogy ha egy erős pólusirányú magassági divergenciával és áramlással rendelkező trópusi ciklon megközelít egy magassági teknőt, akkor az érintkezési területen a futóáramlás megerősödik. Ez viszont a határoló gerinc mentén is megnöveli a magassági szélességet, és a gerinc másik oldalán hirtelen teknőlenyúláshoz, megerősödéshez (angolul: downstream development) vezethet. Ily módon trópusi ciklonok előidézhetik a kezdeti makrocirkulációs helyzet gyors megváltozását zonálisból meridionálisba, illetve erősíthetik a már meglévő meridionalitást (*Harr és Dea, 2008*). Erre jó példa volt a 2011-es Rafael hurrikán, mely október közepén az addigi zonalitásból erős blocking helyzetet generált, és ez a ciklon számára is lehetővé tette – már extratrópusiként –, hogy több napig fenn tudott maradni. Retrográd, délies irányba történő mozgása révén a hónap végén elérte az Ibériai-félszigetet, majd a maradványaiból kialakuló mediterrán ciklon a blocking miatt Európára zúduló sarkvidéki hideg levegőből profitálva több helyen okozott síkvidéki, megmaradó havazást Magyarországon is (*Hérincs, 2013*).

2.2.3. Hibrid úton kialakuló trópusi és szubtrópusi ciklonok

Tekintve, hogy trópusi ciklonok átalakulhatnak mérsékelt övivé, ha északra helyeződnek, felmerülhet a kérdés, hogy a folyamat ellentétes irányban játszódhat-e akkor, ha egy mérsékelt övi ciklon délebbre helyeződik. A műholdas megfigyelések elterjedésével megtapasztalták, hogy létezik ez az irány is, noha az így kialakult trópusi ciklonok kisebb méretűek és gyengébb erősségűek is, mint hagyományos társaik. A megkülönböztetés révén időnként hibrid trópusi ciklonnak is nevezik e képződményeket, noha ugyanúgy trópusi besorolást kapnak a hivatalos szervezetektől, mint a hagyományos úton keletkezők. Akárcsak a trópusi ciklon extratrópusivá alakulásában, úgy itt sem megy mindig teljesen végbe a folyamat. Ilyenkor kialakul ugyan néhány trópusi jellegzetesség, de a mérsékelt öviékből is marad meg. Ebben az esetben nevezik a ciklont szubtrópusinak.

Az ilyen módon kialakuló ciklonoknak rendre olyan mérsékelt övi ciklonok az előzményeik, melyek nagy amplitúdójú, leszakadó teknőkhöz kapcsolódnak, vagy eleve délebbre alakultak ki (például az Egyesült Államok délkeleti része felett). A tapasztalatok alapján az átalakulási folyamathoz elegendő 20-23 °C közötti tengerfelszín-hőmérséklet is, de az, hogy a ciklon hány fokos víz felett kezd el átalakulni, és mennyi ideig tartózkodik a vi-

szonylag melegebb víz felett, nagyban meghatározza a kimenetelét. Amikor megtörténik a ciklon leszakadása, vagy az eleve délebbre található ciklon okkludálódása, akkor megszűnik számára a hideg levegő utánpótlása, illetve a magaslévköri kényszerhatások is gyengülnek. Emiatt a ciklon veszíteni kezd erejéből. A magasban található hideg légtömeg a melegebb tengervízzel együtt azonban jelentős lévköri instabilitást idéz elő, mely zivatarokat generál a ciklonok magjában (és kezdetben a hátoldalon is). Gyakran megfigyelhető, hogy a legszervezettebb konvekció az okklúziós fejben alakul ki, mely az idő előrehaladtával többnyire leszakad a frontális zónáról, és önálló lesz. Mivel ezek a ciklonok leginkább az Atlanti-óceán nyugati feléről származnak, ahol a Shapiro-Keyser-féle fejlődés a gyakoribb, ennek következtében a leszakadás és az alacsonyabb szinteken meleg magvúvá alakulás esetenként már a frontális szakaszban megtörténik. A leszakadással kezdődik meg az átalakulás folyamata. A konvekció itt is látens hő felszabadulásával jár, ez azonban gyengíti a ciklon magasabb szinteken még meglévő hideg magját, így az instabilitás is csökken. Ekkor lesz számottevő a tenger szerepe, hiszen új energiaforrásként biztosítja a konvekció tartós fennmaradását. Amennyiben ez nem történik meg, akkor a zivatarok hamar legyengülnek a ciklonban, és az átalakulás végül nem következik be. Viszont ha a konvekció tovább tud folytatódni, a leszakadt rendszer egyre határozottabban meleg magvúvá válik. Ezzel együtt, ha újabb teknő – szélnyírás – nem gyakorol hatást a ciklonra, akkor a központja felett már gyengébb magassági divergencia jelenik meg, de körülötte még jól meghatározott a teknőről leszakadt ciklonális örvény, időnként akár még gyengébb, lokális jet-magokkal. Amikor a ciklon ebbe a fázisba ér, akkor szokták szubtrópusivá minősíteni. Esetenként a ciklon megmarad ezen a szinten, és már nem tud tovább fejlődni. Máskor azonban tovább szerveződik a konvekció, ami által a ciklon végül a teljes vertikális kiterjedésében meleg magvúvá válik, noha ez a meleg mag rendre kis sugarú, és olykor a ciklon körüli hidegebb légtömegbe van beágyazva (magával a ciklonnal együtt). Amikor a konvekció már elég nagy kiterjedésű és viszonylag erős lesz, a ciklon másodlagos cirkulációja is megjelenik, amivel a magasban anticiklonális áramlás fejlődik ki felette, bár általában ez is gyenge, illetve olykor csak a magassági alapáramlásba ágyazódik be egy divergens terület a ciklon felett. Amint a ciklon körüli frontmaradványok teljesen feloszlanak, illetve kialakul az említett anticiklonális áramlás, vagy legalább erősebb divergencia a ciklon felett, akkor a szubtrópusi után megkapja a trópusi besorolást is. Innentől kezdve a további kimenetele már csak attól függ, hogy mennyi ideig tud a melegebb tengervíz felett maradni, illetve a lévköri tényezők – leginkább a szélnyírás és a nedvességtartalom – hogyan alakulnak a környezetében. Az így kialakult hibrid trópusi ciklonok a hagyományos

trópusi ciklonokkal megegyezően akkor oszlanak fel, ha szárazföld, illetve ismét hideg víz fölé érnek, de az utóbbi esetben olykor visszaalakulnak mérsékelt övi ciklonokká (*Evans és Guishard, 2009; Gyakum, 2010*).

A hibrid trópusi ciklonok ugyanakkor számos dologban különböznek a hagyományosaktól. A legszembevetőbb a méretbeli különbség. Míg egy hagyományos trópusi ciklon felhőrendszere leggyakrabban 500 és 2000 km közötti átmérőjű, addig a hibrid trópusi ciklonok esetében ez többnyire csak 500 km körüli vagy alatti. Ennek megfelelően a hozzájuk kapcsolódó erős szelek zónája is jóval kisebb. A következő számottevő különbség a ciklonok erősségében mutatkozik meg. A meleg víz felett elhelyezkedő klasszikus hurrikánok kedvező légköri feltételek mellett gyakran elérik a 3-5-ös kategóriát. Ekkor a szemet körülvevő szemfal igen magasra nyúló zivatarfelhőzetből áll, melynek magassága akár a 15 km-t is eléri, a felhőtető-hőmérséklet pedig gyakran nagy területen $-70\text{ }^{\circ}\text{C}$, sőt olykor $-80\text{ }^{\circ}\text{C}$ alatti. Ezzel szemben a hibrid trópusi ciklonok alapból egy korábbi teknő/magassági ciklon területén, tehát alacsonyabb tropopauzájú területen helyezkednek el, így a magasságuk általában mindössze 10 km körüli, míg a legalacsonyabb felhőtető-hőmérséklet jellemzően $-50, -60\text{ }^{\circ}\text{C}$ közötti, de a szubtrópusi ciklonok esetében gyakran még ennél is magasabb. Ez magával vonja, hogy a hibrid trópusi ciklonok lehetséges legnagyobb erőssége is elmarad a hagyományos társaikétól. Ezek általában az 1-es, esetleg a 2-es kategóriájú hurrikán erősséget képesek elérni. Ellenben a hibrid trópusi ciklonok esetében gyakrabban megfigyelhető szem, mint a velük megegyező erősségű klasszikus trópusi ciklonoknál, itt ugyanis eltérő a szem kialakulási folyamata. A hagyományos trópusi ciklonoknál a kiindulási zivatarrendszer fokozatosan jön forgásba, és az egyre melegebbé váló mag alakítja ki a szemet, mely általában erős 1-es vagy 2-es kategóriánál jelenik meg először a műholdképeken, és a magasabb kategóriákban válik határozottá. A hibrid trópusi ciklonok azonban a korábbi mérsékelt övi ciklon révén már kezdetben is erős örvényességgel rendelkeznek, így a konvektív gócok többnyire eleve a meglévő és határozott alacsonyszintű központ körül kezdenek el kifejlődni, és rögtön körbeforogják azt, szemet kialakítva (*Giushard és mtsai., 2008*). Ez a folyamat megtekinthető például az alábbi műholdkép-animáción, a 2016. januári Alex hurrikán példáján: <https://www.youtube.com/watch?v=bAEbBEku1Rk>. Ennek következtében itt már trópusi viharok esetében is többször megfigyelhető szem, bár ez még nem mindig teljesen zárt.

3. Trópusi jellegű mediterrán ciklonok

3.1. Alapvető áttekintés

Ahogy korábban említésre került, időnként a Földközi-tenger felett is kialakulnak trópusi struktúrával rendelkező ciklonok. Ezek az atlanti-óceáni hibrid trópusi ciklonokhoz hasonlóan a legtöbbször mérsékelt övi (mediterrán) ciklonok átalakulásával jönnek létre, de ritkábban előfordul, hogy önálló, kisebb zivatarrendszerek tartósabban (1-2 napig) fennmaradnak, és szintén örvénylésbe kezdenek. A trópusi jellegű mediterrán ciklonok előfordulása jellegzetesen két időszakra osztható. Az egyik ősszel, szeptember elejétől-közepétől november közepéig-végéig van, amikor az északi hidegbázis elkezd megerősödni, és a Rossby-hullámok olykor már lenyúlnak a Földközi-tenger fölé is, mediterrán ciklonokat generálva. Ekkor a tengerfelszín hőmérséklete még általában viszonylag magas, 20-25 °C közötti. Emellett hasonló ciklonok előfordulnak a téli hónapokban is, ám akkor a víz már gyakran 15-18 °C-nál is hidegebb. Így feltételezhető, hogy ezek a példányok inkább a poláris ciklonokkal állhatnak rokonságban. Ezáltal kialakulásukat és fennmaradásukat egyrészt a mediterrán ciklonok által a tenger fölé juttatott nagyon hideg magaslégköri légtömeg és az ehhez képest jóval melegebb tengervíz között létrejövő nagy légköri instabilitás, másrészt a téli időszakokán az őszi eseteknél erősebb magassági teknő, ehhez kapcsolódóan pedig tartósan alacsonyabb geopotenciál segíti elő.

3.2. A vizsgálati módszer bemutatása

Jelen dolgozatban az őszi időszakban előforduló ciklonokat vizsgáltam, mivel a vízhőmérséklet alapján ezek lehettek valódi hibrid trópusi vagy szubtrópusi ciklonok. A dolgozatban 4 ciklon szerepel, melyek egy elsődleges kategorizálás alapján lettek kiválasztva műholdképek, a GFS európai reanalízis térképein látható makroszinoptikai alaphelyzet, illetve részben a korábban elkészült TDK dolgozatom alapján, melynek egyik ciklonja itt is szerepel, részletesebben vizsgálva (*Hérincs, 2014*). Ez a 4 ciklon 4 különböző típust reprezentál, melyek a következők:

- meleg maggal rendelkező mediterrán ciklon
- szubtrópusi ciklon
- trópusi ciklon
- trópusi jellegű mediterrán ciklon

A ciklonok bemutatása esettanulmányokon keresztül történik. Ezek az adott ciklon alapvető jellemzésével indulnak, mely műholdképes, illetve ahol elérhető volt, radarképes adatokon alapul. Ezt követi egy meteorológiai jellemzés a szárazföldi és műholdas mérések segítségével. Ehhez kapcsolódva mindegyik ciklonhoz készültek összefoglaló táblázatok a mérésekről, valamint útvonal- és intenzitásbecslés, de mivel ez nem képezi szerves részét a dolgozatnak, ezek a függelékben tekinthetők meg. Az elemzések harmadik, fő részét az ECMWF 0,125°-os felbontású reanalízis adatai alapján végzett összehasonlítás képezi, a mérsékelt övi, a szubtrópusi és a trópusi ciklonoknál tipikusan és markánsan eltérő paraméterek alapján. Ennek célja egyrészt az, hogy igazolja az alapfelvetést a kiválasztott ciklonok típusára vonatkozóan, másrészt pedig, hogy az adott típusra e kulcsparaméterek alapján konceptuális modell legyen alkotható. A dolgozatban csak egy-egy jellegzetes időpont térképei kerültek bemutatásra, de mindegyik ciklonhoz készült egy animáció is a reanalízis térképekből, melyeken végigkövethetők az átalakulási folyamatok. Ezen animációk elérhetősége szintén a függelékben szerepel.

A reanalízis vizsgálatok a következő paraméterekre és szintekre lettek elvégezve: rétegvastagság 200-1000 hPa és 500-1000 hPa között; potenciális örvényesség, divergencia, szélirány és szélesség 300 hPa-on; relatív örvényesség, ekvivalens potenciális hőmérséklet, szélirány, szélesség és vertikális sebesség 850 hPa-on; geopotenciál 925 hPa-on. Emellett szerepel még a tengerfelszín-hőmérséklet is a talajalapú felhasználható konvektív potenciális energiával együtt ábrázolva. Az ábrázolást az IDV program segítségével végeztem el.

A trópusi és mérsékelt övi ciklonok között a magasabb szinteken több jelentős különbség is van. Az alapvető szinoptikus helyzetet a 300 Pa-os áramlási viszonyok határozzák meg, így ez kerül először bemutatásra. A mérsékelt övi ciklonokhoz ezen a szinten erős magassági futóáramlás (jet stream) és ciklonális áramlás, míg a trópusi ciklonokhoz anticiklonális áramlás, illetve magassági divergencia kapcsolódik. A hibrid trópusi ciklonok azonban, mivel mérsékelt övi ciklonok átalakulásával jönnek létre, gyakran egy nagyobb skálájú szinoptikus áramlásba (teknőbe) vannak beágyazva, így vagy nem tud teljes mértékben kifejlődni ez a magassági anticiklon, vagy ha ki is fejlődik, csak a ciklon szűk környezetére terjed ki. A divergencia azonban ebben az esetben is határozottan megmutatkozik a ciklon felett.

A másik jelentős különbség a potenciális örvényességben mutatkozik, a teljes troposzférára vonatkozóan pedig a rétegvastagság is jelentősen eltér a két ciklontípus esetében. A poten-

ciális örvényesség a légkör felső részében, körülbelül 200-250 hPa felett rendelkezik egy határozott maximummal. 300 hPa-ig, vagy az alá mérsékelt övi ciklonok, illetve magassági hidegcseppek területén nyúlhat le jelentős pozitív örvényességi anomália, de 500 hPa alatt ezekben az esetekben sem mutatkozik már éremlleges potenciális örvényesség. A trópusi ciklonok ezzel szemben önmaguk által generálnak potenciális örvényességet, mely a korábban említetteknek megfelelően a légkör alsó és középső részén alkot egy keskeny, hengerszerű pozitív potenciális örvényességi anomáliát, „PV-tornyot”, míg a magasabb szinteken gyenge negatív anomália jellemző. A rétegvastagság a hőmérséklettel arányos: alacsonyabb rétegvastagság alacsonyabb átlaghőmérsékletet, míg magasabb rétegvastagság magasabb átlaghőmérsékletet jelent az adott légrétegre vonatkozóan. A mérsékelt övi ciklonok esetében a frontokat egy nagy gradiensű terület jelöli ki, és jól elkülönül a hideg-, valamint a melegszektor. A trópusi ciklonok viszont frontmentesek és meleg magvúak, így itt a ciklon központjában a legnagyobb a rétegvastagság, és szimmetrikus eloszlású.

Alacsonyabb szinteken 3 jellegzetes paraméter került vizsgálatra. Ezek közül az első az 500-1000 hPa-os rétegvastagság és a 850 hPa-os relatív örvényesség. A rétegvastagság mérsékelt övi és trópusi ciklonokra vonatkozó tulajdonságai itt is megegyeznek az előzővel, a különbség csupán a vertikális kiterjedésben van, ugyanis ez a réteg kb. a troposzféra alsó felét fedi le, míg a korábbi az egész troposzférát lefedte. A relatív örvényességben ezúttal nem az örvényesség erőssége a döntő különbség, ahogy ez a 300 hPa-os potenciális örvényességnél volt, hanem az örvényességi mező szerkezete. Mind a mérsékelt övi, mind a trópusi ciklonokhoz erős relatív örvényesség tartozik ugyanis, de a mérsékelt övi ciklonok esetében ennek maximuma a frontok mentén, hosszú, de viszonylag keskeny sávokként jelentkezik, míg a trópusi ciklonoknál a központba korlátozódik, ahonnan legfeljebb rövid spirális karok nyúlnak ki.

A következő jellegzetes paraméter a 850 hPa-os ekvivalens potenciális hőmérséklet, mely ugyanezen szint szélirány és szélereősség adataival lett ábrázolva. Ez a hőmérsékleti paraméter magában foglalja a nedvességi viszonyokat is: minél magasabb, annál melegebb és/vagy nedvesebb az adott szinten a légkör, illetve minél alacsonyabb, annál hidegebb és/vagy szárazabb. A mérsékelt övi ciklonok esetében ez által jól beazonosíthatók a frontok (nagy gradiensű területek), valamint a hozzájuk kapcsolódó két fő szállítószalag: a hidegfront előtti meleg nedves szállítószalag, amihez általában a maximális ekvivalens potenciális hőmérséklet tartozik, illetve a mögötte lévő száraz szállítószalag, melyhez a minimális. A trópusi ciklonok esetében nincsenek frontok és szállítószalagok, viszont a cik-

lon nagy nedvességtartalmú és meleg levegőt szív be a központjába, így ott jelentkeznek a legmagasabb értékek, szintén közel szimmetrikus eloszlással, bár a ciklon körül tartózkodhat szárazabb légtömeg is, mely ezt a szimmetrikusságot megbonthatja.

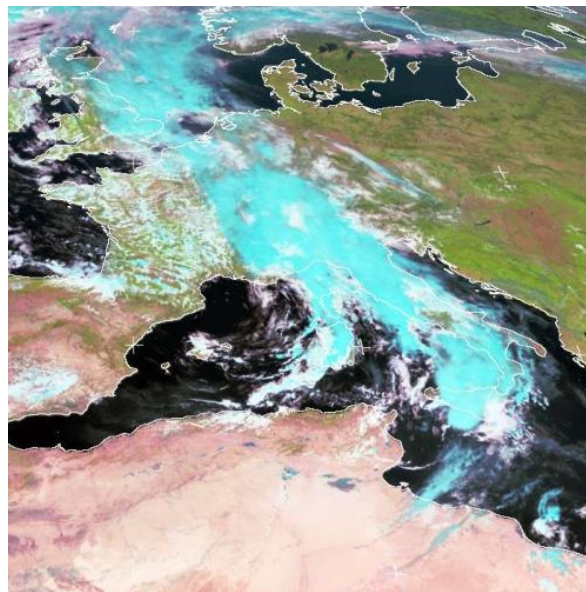
Az alacsony légréteg utolsó vizsgált paraméterei a 925 hPa-os geopotenciál és a 850 hPa-os vertikális sebesség voltak. Előbbi az adott nyomási szint magasságával áll kapcsolatban, ha a gravitációs állandóval (10 m/s^2) leosztjuk a feltüntetett értékeket, akkor közvetlenül megkapjuk (m-ben) ezt a magasságot. A geopotenciál így közvetve a ciklon nyomási struktúráját is jellemzi, vagyis sűrűbben elhelyezkedő geopotenciál vonalak sűrűbben elhelyezkedő izobár-vonalakat jelentenek a felszínen, illetve alacsonyabb geopotenciál értékekhez alacsonyabb légnyomás tartozik, és fordítva. A geopotenciál mező struktúrája ez által szintén erősen utal a ciklon mérsékelt övi vagy trópusi jellegére: amennyiben a geopotenciál mező kevésbé sűrű, és a központtól kiindulva nagyobb nyomási teknők figyelhetők meg benne, úgy a ciklon mérsékelt övi (a nyomási teknők mentén húzódnak a frontok), míg a sűrű, körszimmetrikus és nyomási teknők nélküli megjelenés a trópusi ciklonok jellegzetessége. A vertikális sebesség struktúrája a 850 hPa-os relatív örvényességhez hasonló, vagyis a hosszan elnyúló feláramlások frontokra, így mértékelt övi ciklonokra utalnak, míg a trópusi ciklonokat a ciklonközpontba koncentráló, kis kiterjedésű, de erős, olykor spirálisan felcsavarodó feláramlási mezők jellemzik. Mivel ez a paraméter Pa/s-ban van megadva, és a nyomás a magassággal csökken, feláramlást a negatív értékek jelentenek.

Az adott szintekre bemutatott légköri paraméterek mellett vizsgáltam lett a talajalapú, teljes légkörre vonatkozó CAPE-t is, kiegészítve a tengerfelszín-hőmérséklettel. A trópusi ciklonokra jellemző, hogy a légköri instabilitás kevésbé fontos számukra, az energiájukat nagyobb részben a meleg tengervízből származó látens hőből merítik. Labilitás ugyanakkor a mérsékelt övi ciklonokban sem mindig áll fenn, de a nyári, őszi időszakban a Földközi-tenger térségében szinte mindig jelentős instabilitás kapcsolódik hozzájuk, főként a hidegfrontok előterében (*Hulme és Martin, 2009; Davis és Bosart, 2003*).

4. Meleg maggal rendelkező mediterrán ciklon (Querida, 2006.09.24. – 2006.09.28.)

4.1. A Querida ciklon általános leírása műholdas- és radarmérések alapján

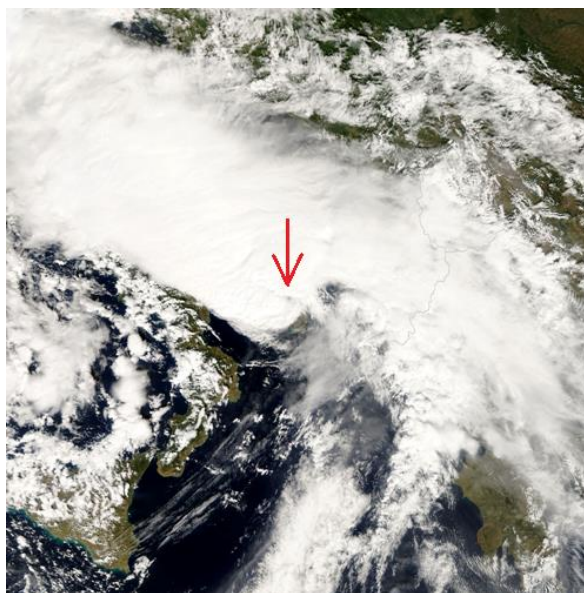
A Querida ciklon 2006. szeptember 25-én alakult ki a Földközi-tenger nyugati medencéjében. A kifejlődése egy észak-atlanti mérsékelt övi ciklon hosszan elnyúló hidegfrontján bekövetkező hullámvetéshez volt köthető. Érdekesség, hogy ez az atlanti ciklon az Ibériai-félszigetet megközelítő korábbi Gordon hurrikán átalakulásával jött létre. A ciklont mindig határozott konvektív jelleg jellemezte, részben a hidegfrontja mentén, részben pedig a hozzá kapcsolódó magassági teknő területén, melynek előterében a műholdképeken egy magassági hidegfront is analizálható volt, az ábrán éppen Korzika és Szardínia felett (1. ábra).



1. ábra – A Querida ciklon a Földközi-tenger nyugati medencéje felett 2006. szeptember 25-én 12:00 UTC-kor [2 – Dundee Satellite Receiving Station]

Ez a magassági front 26-ára virradóan utolérte a lelassuló hidegfrontot, melyen eközben egy újabb hullám alakult ki Olaszország déli részén. Ez a peremciklon a következő órákban gyorsan kimélyült és meleg magvúvá vált, melyhez rövid időre egy kis szemszerű képződmény is kapcsolódott (2. ábra). Ez nemcsak a műholdképeken, hanem a radarképeken is megmutatkozott, amint a ciklon érintette az olasz csizma sarkát. Ezután azonban Querida gyorsan legyengült, így a műholdképeken láthatóvá vált a hozzá kapcsolódó, szimmetrikus

alacsonyszintű felhőörvény. A következőkben a ciklon tovább vesztett erejéből, miközben egy hurkot írt le Olaszország déli része felett, majd végül 28-án egy sekély ciklonális örvényként megközelítette a Balkán-félszigetet, ahol feloszlott.

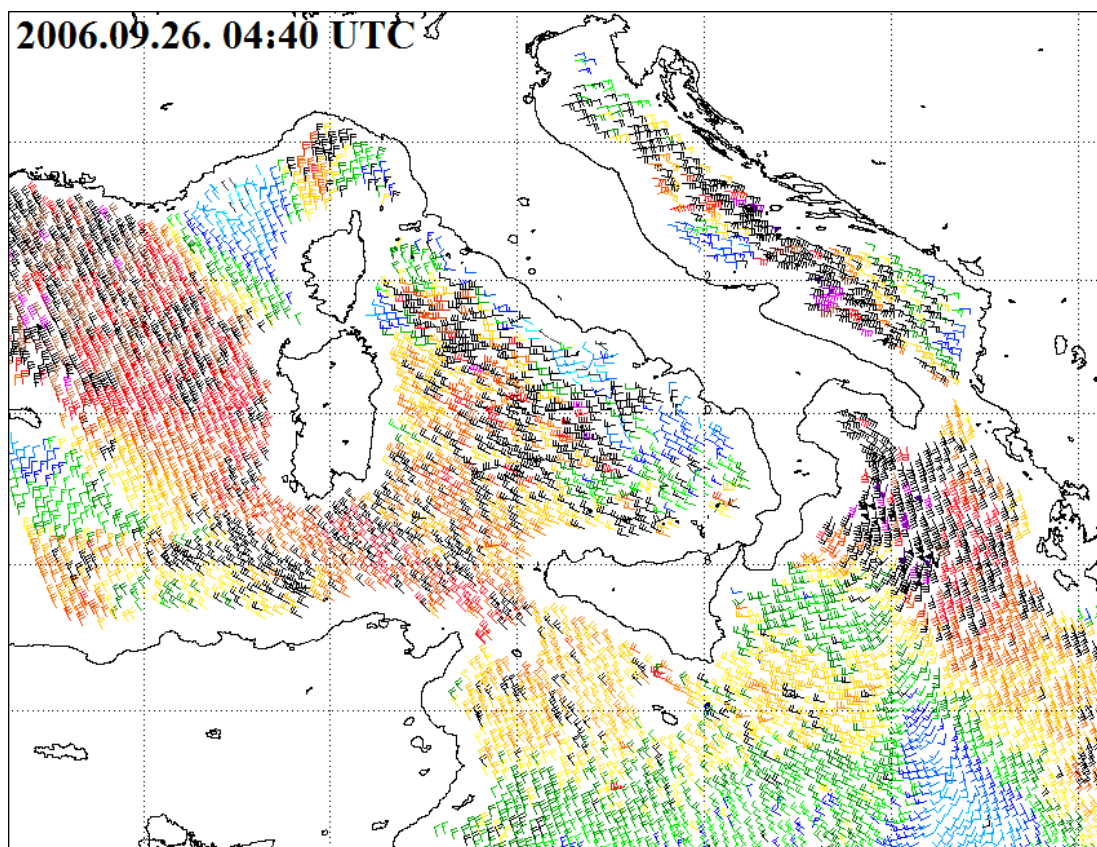


2. ábra - A ciklonon képződött peremhullám 26-án délelőtt, amint elérte Olaszországot és pici szemet fejlesztett (nyíl), de alapvetően frontális megjelenésű maradt [3 – Wikipedia]

4.2. A Querida ciklon áttekintése a hozzá kapcsolódó mért adatok alapján

A ciklonhoz kapcsolódóan viszonylag kevés nyilvánosan elérhető, kellő részletességű szárazföldi mérés állt rendelkezésre. Moscatello és munkatársai (2008) azonban készítettek egy részletes esettanulmányt a ciklonról, melyben több, grafikonon megjelenített mérési adat is szerepel. Így a mérések bemutatása nagyrészt ezen íráson alapszik. A cikkben 33 állomás légnyomás-adatait elemezték a térségben, melyek közül néhány időbeli lefutását meg is jelenítették. Ezek egységesen azt mutatták, hogy a ciklon jelentősen kimélyült 26-án délelőtre, azokon a helyeken, ahol a központ keresztülhaladt, 986-988 hPa-os nyomásminimumot regisztráltak. Queridához emellett jelentős nyomásgradiens kapcsolódott, mivel ezeken az állomásokon mindössze 1-2 óra alatt csökkent le erre az értékre a nyomás az 1000 hPa körüli alapszintről, majd ugyanannyi idő alatt vissza is emelkedett oda. A tanulmány alapján *Galatina* repülőterén szélíróval 78 csomós, vagyis 144 km/h-s szélsébséget rögzítettek, és az adatsorban kitűnően megjelent a szem átvonulását kísérő szélsenedesebb időszak, előtte és utána pedig a két szélmaximum. Emellett a néhány környező településről is volt elérhető adat, melyek alapján a legerősebb átlagszél 70 km/h körül ala-

kult, 100 km/h körüli lökésekkel. Ezek az adatok alátámasztják, hogy az erős nyomási gradiens mellé jelentős szél is társult a ciklon központjában. A ciklonhoz kapcsolódóan elérhető volt néhány QuikSCAT műholdas szélmérés is, ezek pontossága azonban elmarad a későbbi esetekben használt ASCAT mérésekhez képest. A nagy felbontású mérések közül éppen 26-án reggel volt elérhető egy olyan, mely a ciklon teljes áramlási rendszerét lefedte (3. ábra). Ez megerősítette, hogy valóban a központ közelében fújt a legerősebb szél, melynek értéke 90-95 km/h körüli volt. Jól látszott továbbá, hogy a közvetlenül Olaszország déli partvidékén elhelyezkedő, önálló peremciklon a szélirányokat tekintve viszonylag szimmetrikus szélmezővel rendelkezett. Mindazonáltal a ciklonhoz kapcsolódó frontok is analizálhatóak voltak, a hidegfront a Jón-tenger felett, míg a korábbi behullámzott frontszakasz Olaszország felett. Továbbá a hátoldalon is jelentős, 65-85 km/h közötti átlagszél értékek voltak megfigyelhetők a Földközi-tenger nyugati medencéjében, tehát az erős szél nem csak a ciklon közvetlen környezetére korlátozódott.

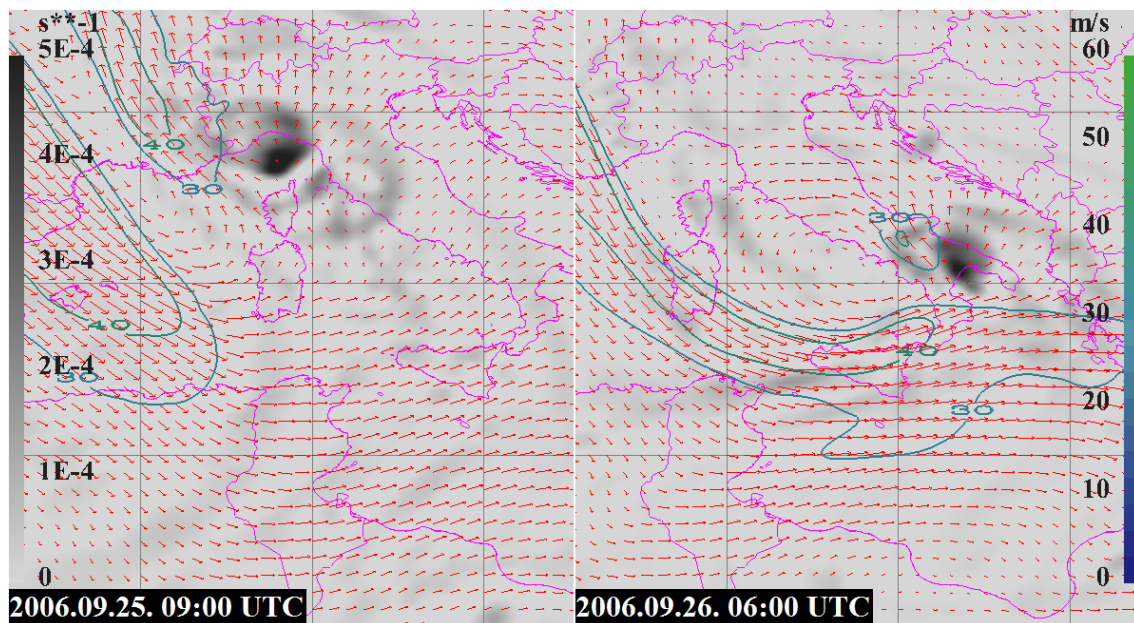


3. ábra - A Querida ciklonhoz kapcsolódó műholdas szélmérés (a NASA QuikSCAT műhold mérése alapján) [4 – NOAA NESDIS]

4.3. A Querida ciklon elemzése ECMWF reanalízis adatok alapján

4.3.1. 300 hPa-os divergencia, szélirány és szélesség

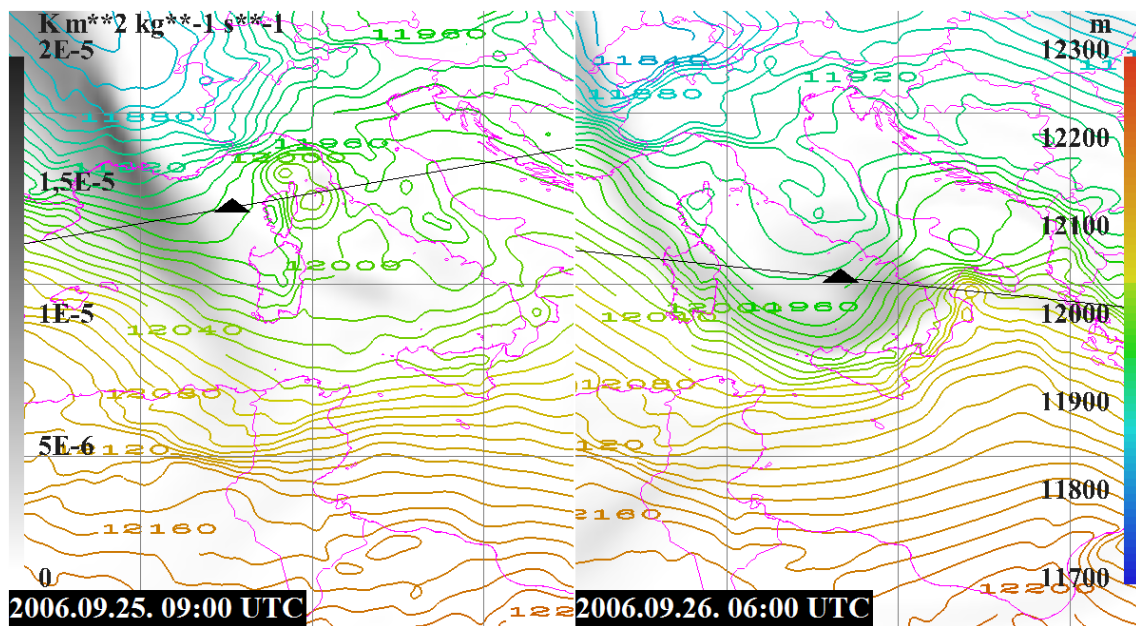
A magassági reanalízis adatok jól visszaadták a ciklonhoz kapcsolódó teknő lenyúlását, majd az arról történő cut-off ciklon leszakadását. A teknőhöz kezdetben két jet-mag kapcsolódott, egy az előoldalán és egy a hátoldalán. 25-én az előbbi jobb belépő zónája mentén volt jelen többször is erős magassági divergencia, mely éppen a talajciklon felett helyezkedett el. Jól látható volt továbbá a korábban említett magassági front is, melyet a teknő hátoldalához kapcsolódó markáns szélfordulás és szélerősödés jelölt ki. A későbbiekben az előoldali jet-mag fokozatosan feloszlott, a hátoldali frontja viszont utolérte a Szicília környékén hullámot vető talajfrontot. 26-án éjjel és reggel már ennek bal kilépő zónája mentén jelentek meg erős divergens területek, melyek minden bizonnyal hozzájárultak a kialakult peremciklon gyors megerősödéséhez. A divergenciát ráadásul fokozta a leszakadó magassági ciklon áramlásmódosítása is. A továbbiakban azonban a magassági ciklonhoz tartozó futóáramlás, és ezáltal a magassági divergencia is fokozatosan legyengült, majd 28-ára maga a magassági ciklon is feloszlott (4. ábra).



4. ábra - 300 hPa-os szélmező (m/s, nyilak és színes vonalak), valamint 300 hPa-os divergencia (1/s, szürke árnyalatok) a Querida ciklon környezetében a jelzett időpontokban

4.3.2. 200-1000 hPa-os rétegvastagság és 300 hPa-os potenciális örvényesség

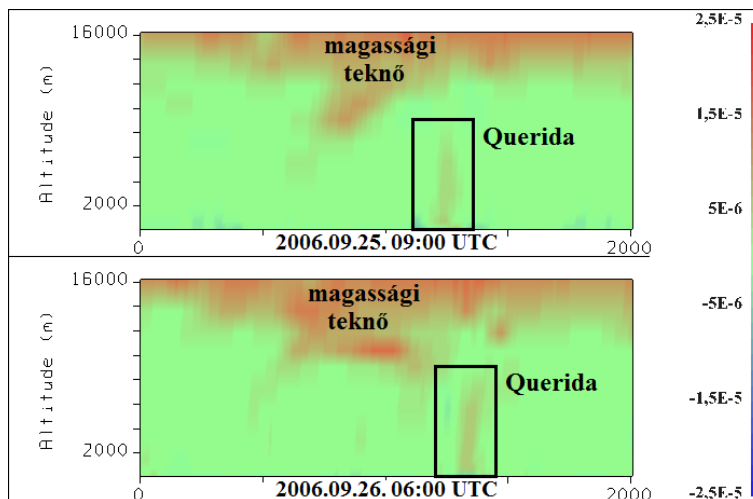
A teljes troposzférát lefedő rétegvastagságban az említett teknő csak mérsékelten jelent meg, különösen a tenger felett. A legalacsonyabb rétegvastagság értékek mindvégig Franciaország felett mutatkoztak. Az eredeti ciklon központjában ugyanakkor már 25-én is látható volt egy gyengébb meleg mag, de ez a nap végére megszűnt. Az újonnan kialakuló peremciklont 26-án előbb csak jelentős rétegvastagsági gradiens jellemezte, majd 6 UTC-től már meleg mag is megfigyelhető volt. Ez 15 UTC-kor volt a leghatározottabb, a 10 m-enkénti skálán 5 zárt görbével. Este viszont gyorsan feloszlott a meleg mag, ahogy a ciklon Olaszország fölé helyeződött, és a továbbiakban már nem is volt megfigyelhető. A rétegvastagsággal szemben a potenciális örvényesség kezdetben markánsan kijelölte a teknő tengelyét, még a tenger felett is. Ez az örvényességi mező mindvégig kapcsolatban maradt a ciklonnal, 26-án az új peremciklon központját körül is forogta, bár eközben már gyengülni kezdett (5 ábra).



5. ábra - 200-1000 hPa-os rétegvastagság (m, színes vonalak), valamint 300 hPa-os potenciális örvényesség (Km^2/kg , szürke árnyalatok) a Querida ciklon környezetében a jelzett időpontokban

A potenciális örvényesség vertikális metszetei alapján, melyeket a fenti ábrán a vékony fekete vonalak jelölnek, kettős struktúra mutatkozott meg a ciklonban. Egyrészt, a ciklonhoz kapcsolódó jelentős magassági pozitív PV-anomália mindkét esetben megfigyelhető volt, mely a légréteg közepső rétegéig is lenyúlt. Másrészt viszont mind az eredeti ciklon esetében, mind pedig a 26-án kialakult peremciklon esetében megjelent egy határozottabb

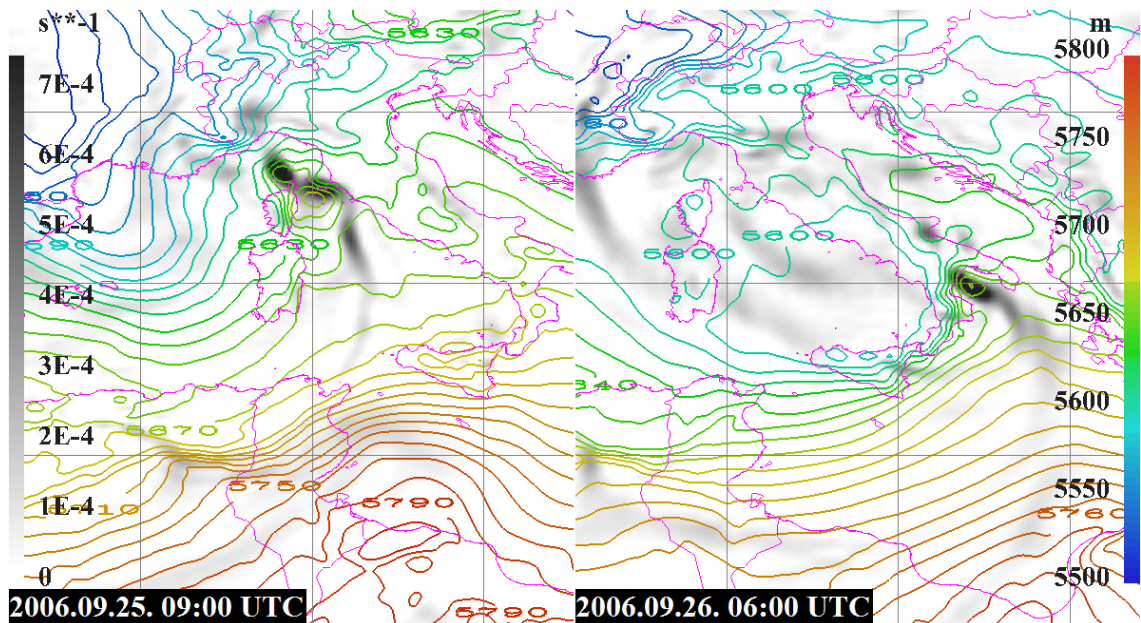
alacsonyszintű PV-torony is a ciklon központjában, mely részlegesen összekapcsolódott a magassági potenciális örvényességi mezővel. Mindezek arra utalnak, hogy a ciklonban részlegesen megindult az átalakulási folyamat két esetben is, ugyanakkor egyszer sem tudott eljutni a szubtrópusi stádiumig sem (6. ábra).



6. ábra - A potenciális örvényesség vertikális metszetei a Querida ciklon környezetében a jelzett időpontokban (Km^2/kgs egységben, ahol $10^{-6} Km^2/kgs = 1 PVU$)

4.3.3. 500-1000 hPa-os rétegvastagság és 850 hPa-os relatív örvényesség

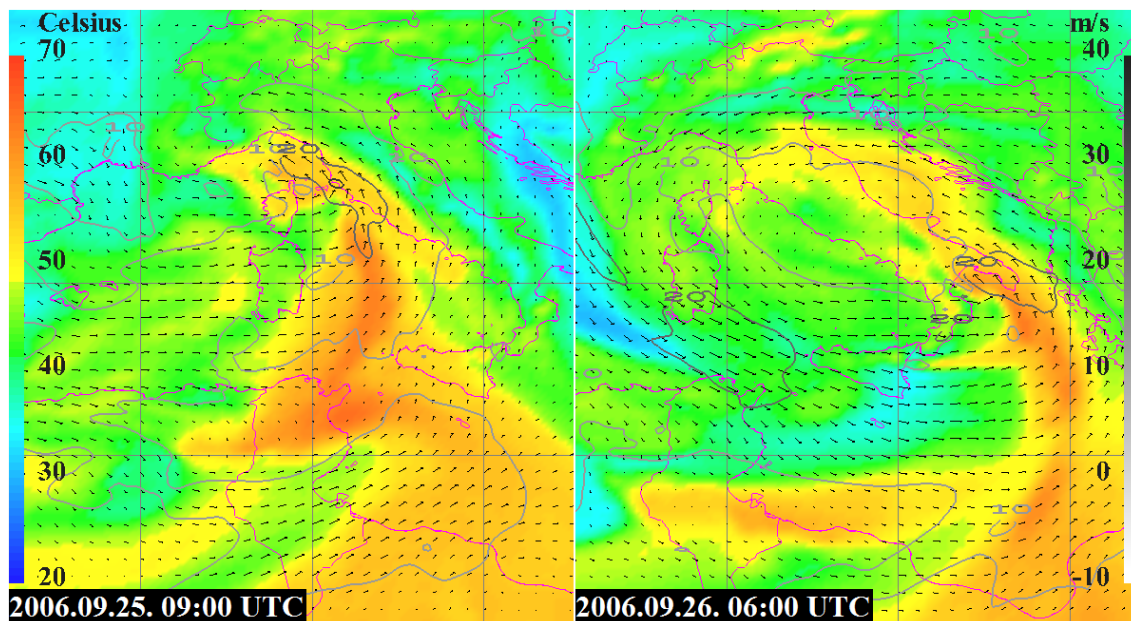
A troposzféra alsó felére vonatkozó rétegvastagságban hasonló kép mutatkozott meg, mint a másik esetben. Itt azonban a teknőhöz tartozó alacsony rétegvastagságú terület jobban benyúlt a tenger fölé, különösen 25-én a nap második felében. Délelőtt ugyanakkor itt is megfigyelhető volt az eredeti ciklon központjában a gyenge meleg mag. A 26-ai peremciklon esetében szintén megjelent ez, azonban itt nem volt olyan határozott, mint a 200-1000 hPa-os esetben. Bár szintén 15 UTC-kor volt a legerősebb, ugyanúgy 10 m-es skálán mindössze 2 zárt görbe alkotta, előtte pedig előfordult olyan időpont is, amikor a meleg mag nem volt zárt. A ciklonhoz kapcsolódó frontokat többnyire mérsékelt erősségű, hosszasan elnyúló 850 hPa-os relatív örvényességi mezők jelenítették meg. Ez alól egyrészt 25-e délelőtt volt a kivétel, amikor néhány órára a ciklon központja körül jelentősen megnőtt az örvényesség, másrészt pedig 26-án a peremciklon központjában szintén markáns örvényességi maximum jelent meg. A környező frontális nyúlványok azonban mindkét esetben megfigyelhetőek voltak. Végül 27-én már egy felcsavarodott, spirális, de már csak mérsékelt erősségű örvényességi mező jellemezte a ciklont (7. ábra).



7. ábra - 500-1000 hPa-os rétegvastagság (m, színes vonalak), valamint 850 hPa-os relatív örvényesség (1/s, szürke árnyalatok) a Quercy ciklon környezetében a jelzett időpontokban

4.3.4. 850 hPa-os ekvivalens potenciális hőmérséklet, szélirány és szélesség

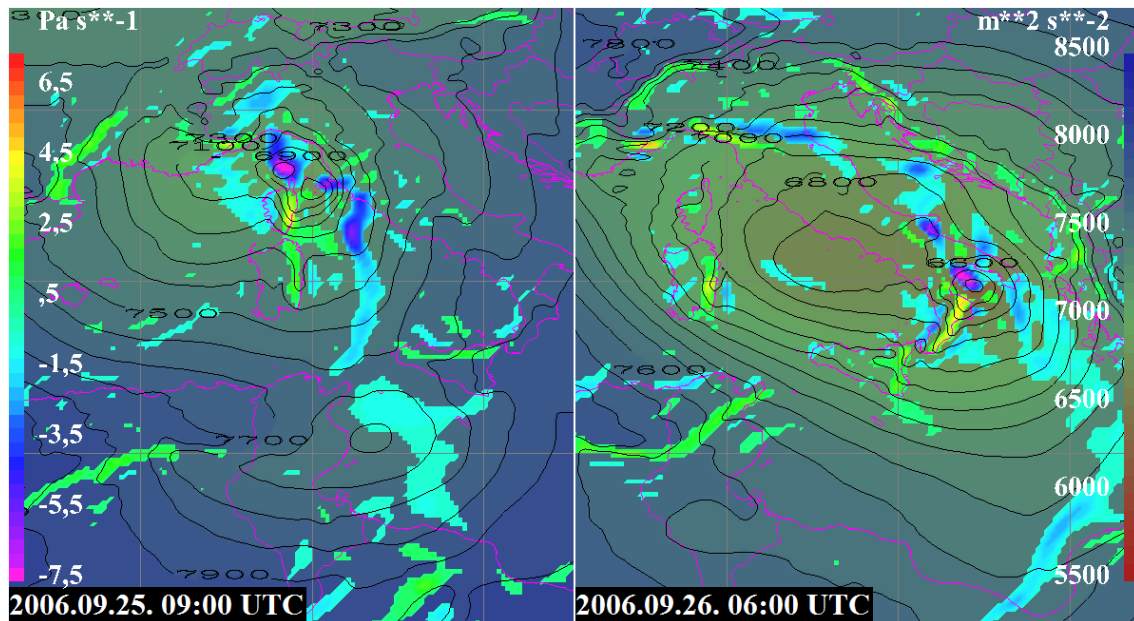
A 850 hPa-os ekvivalens potenciális hőmérséklet (EPT) az előző paraméterekkel szemben mindvégig frontális jellegről árulkodott a ciklon esetében. A hidegfront előtt Afrika felől erős meleg nedves szállítószalag húzódott észak felé, a maximális EPT értékek 60 °C körül alakultak benne. 25-én jól megfigyelhető volt az első meleg-okklúziós záródás, amikor a hidegebb légtömeg körülfolta a központot, és abban kezdetben magasabb maradt az ekvipotenciális hőmérséklet, majd később gyorsan lecsökkent. Látható volt továbbá, hogy maga a hidegadvekción ekkor két hullámban zajlott, részben a hidegfront, részben pedig a magassági hidegfront mögött. A második hullám, illetve feltehetőleg maga a száraz szállítószalag 26-ára azonban utolérte az elsőt, így még inkább kiélesedett az ekvipotenciális hőmérséklet kontrasztja, ami ugyancsak elősegíthette a gyors peremciklon-genezist. Ekkor ismét megjelent egy gyengébb meleg mag, amint a megmaradó meleg nedves szállítószalagot (MNSZ) végleg elvágta a ciklon közepétől a körbetekeredő hideg légtömeg. Később viszont a ciklon középpontjában már a környezeténél alacsonyabb EPT értékek mutatkoztak meg. A szélmező mindvégig aszimmetrikus volt az eredeti ciklon és a peremciklon központjának környezetében is, mely szintén frontális jellegre utalt (8. ábra).



8. ábra - 850 hPa-os szélmező (m/s, nyilak és szürke vonalak), valamint 850 hPa-os ekvivalens potenciális hőmérséklet (°C, színezés) a *Querida* ciklon környezetében a jelzett időpontokban

4.3.5. 925 hPa-os geopotenciál és 850 hPa-os vertikális sebesség

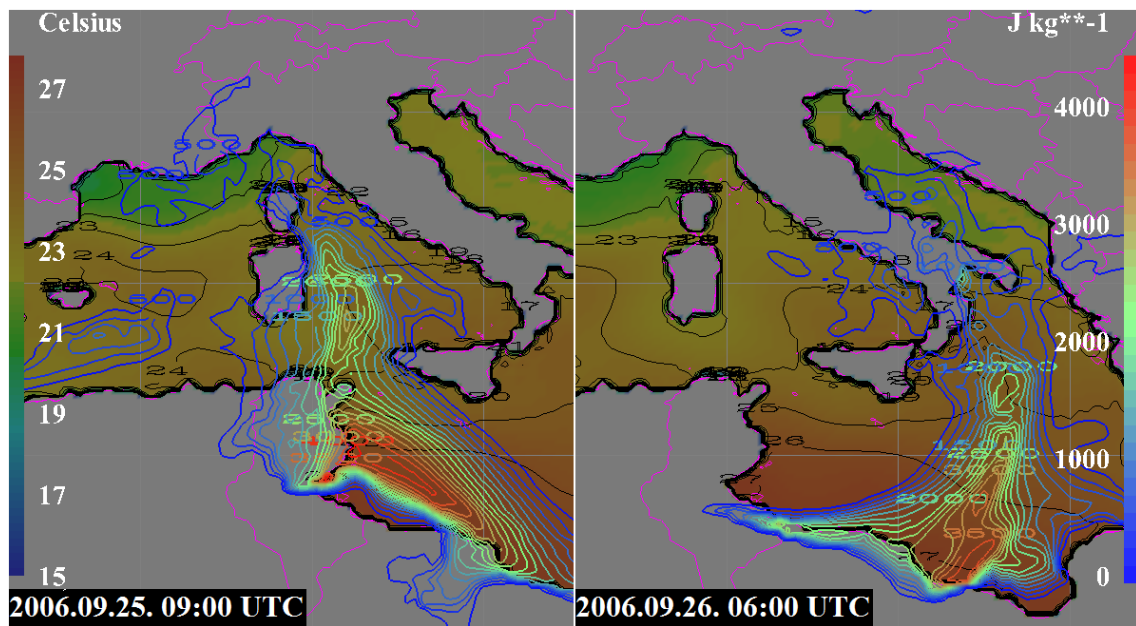
A geopotenciál térképeket vizsgálva jól látható volt a kezdeti atlanti ciklon hidegfrontján kialakuló hullám, melyből az eredeti mediterrán ciklon kifejlődött, majd 25-én megerősödött, bár a központjában nem volt különösen alacsony a geopotenciál minimuma. Ekkor már látható volt a hidegfront mentén a következő peremhullám is Tunézia és Szicília között. Ez 25-én estétől kezdett határozottabbá válni, és reggelre már ez vette át a központi szerepet, miközben az előző központ legyengült és beleolvadt ebbe. Az új központhoz már alacsonyabb geopotenciál kapcsolódott, és körülötte jelentősebb gradiens is megjelent a délelőtti, déli órákban, közel körszimmetrikus geopotenciál vonalakkal. Ahogy a 850 hPa-os örvényesség, úgy a vertikális sebesség esetében is jól kirajzolódtak a frontvonalak. A magassági divergencia és a 850 hPa-os relatív örvényesség kölcsönhatásaként a feláramlások is akkor voltak a legerősebbek a ciklon környezetében, amikor ezek a paraméterek maximálisak voltak. Így erős feláramlási zónák jelentek meg a központ környezetében 25-én reggel és délelőtt, illetve másnap reggel és délelőtt is. Ezek azonban csak részben koncentráálódtak a központba, mivel megmaradt a frontális jelleg is (9. ábra).



9. ábra - 925 hPa-os geopotenciál (m^2/s^2 , jobb oldali színskala és fekete vonalak), valamint 850 hPa-os vertikális sebesség (Pa/s, a bal oldali színskálának megfelelő színes területek a $-0,5$ és $+0,5$ Pa/s közötti értékeket nem jelölve) a *Querida* ciklon környezetében a jelzett időpontokban

4.3.6. Tengerfelszín-hőmérséklet és konvektív felhasználható potenciális energia (CAPE)

A ciklon 22-23 °C körüli hőmérsékletű víz felett alakult ki, és 25-én is a fölött maradt. Az új peremhullám környezetében, Olaszországtól délre azonban még 24-25 °C körüli volt a tengervíz hőmérséklete. Mindemellett a hidegfront előtt jelentős labilitás is rendelkezésre állt. 25-én több helyen 2000-3000 J/kg körül alakult a CAPE értéke, de kisebb körzetekben a 3000 J/kg-ot is meghaladta. 26-ára virradóan pedig az új peremciklon déli oldalán, Tunézia és Líbia partvidékén 3500-4000 J/kg közötti értékek is előfordultak, és még a ciklonközpont közelében is 2000 J/kg körüli volt a labilitás. Reggel azonban a hidegfront északi szakaszán már lecsökkent a CAPE 500-1500 J/kg közé, a déli óráktól pedig a ciklonközpont körül már nem állt fenn számottevő labilitás. Mindezek alapján a 26-ai peremciklon megerősödésében mind a tenger látens hője, mind a fennálló jelentős légköri instabilitás szerepet játszhatott. Amint a ciklon 26-án az Adria hidegebb vize fölé ért, ahol már a CAPE is kevés volt, gyorsan le is gyengültek benne a zivatarok (10. ábra).



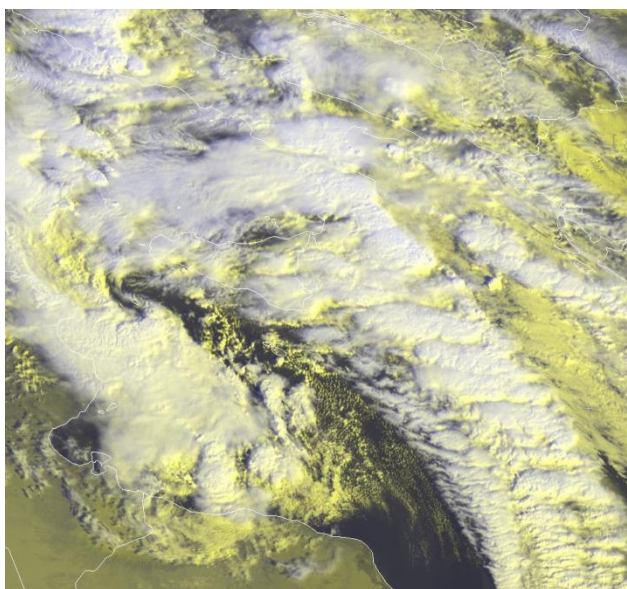
10. ábra - CAPE (J/kg, színes vonalak), valamint tengerfelszín-hőmérséklet (°C, színezés és fekete vonalak) a Querida ciklon környezetében a jelzett időpontokban

5. Szubtrópusi ciklon

(Qendresa, 2014.11.06. – 2014.11.09.)

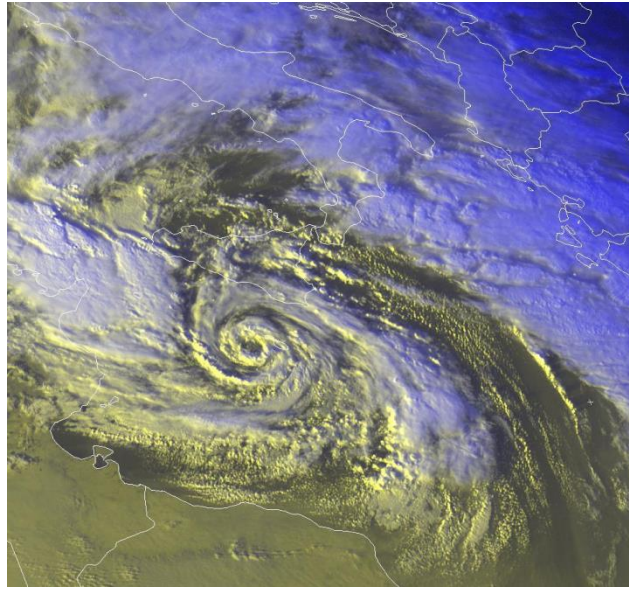
5.1. A Qendresa ciklon általános leírása műholdas- és radar-mérések alapján

A Qendresa ciklon november 6-án jött létre klasszikus, frontokkal rendelkező mediterrán ciklonként. A ciklon előzménye egy erőteljes észak-atlanti mérsékelt övi ciklonra volt visszavezethető, mely még október utolsó napjaiban fejlődött ki Kanada keleti partjainál, majd a hosszan elnyúló hidegfrontja mentén az Ibériai-félsziget térségében november 3-án jelentős nyomássüllyedés jelentkezett. Ennek köszönhetően már 4-én kialakult egy mediterrán ciklon a Földközi-tenger nyugati medencéjében, de ez még gyenge maradt. A hidegfrontja mögött azonban a hideg légtömeg elárasztotta Észak-Afrikát, miközben tőle keletre határozott melegáramlás indult meg. Így a hidegfront Tunézia felett hullámot vetett, és 6-án egy önálló ciklon keletkezett rajta. Ez volt az, melyet a berlini *Freie Universität* munkatársai Qendresa-nak neveztek el. A ciklon 6-án még csak kis mértékben erősödött, miközben lassan északias irányba mozgott. 7-ére virradóan azonban az okklúziós folyamat megindulásával Qendresa hirtelen kimélyült és megerősödött. A délelőtti órákban egy határozott okklúziós fejet fejlesztett ki a ciklon, jelentős konvekcióval (11. ábra).

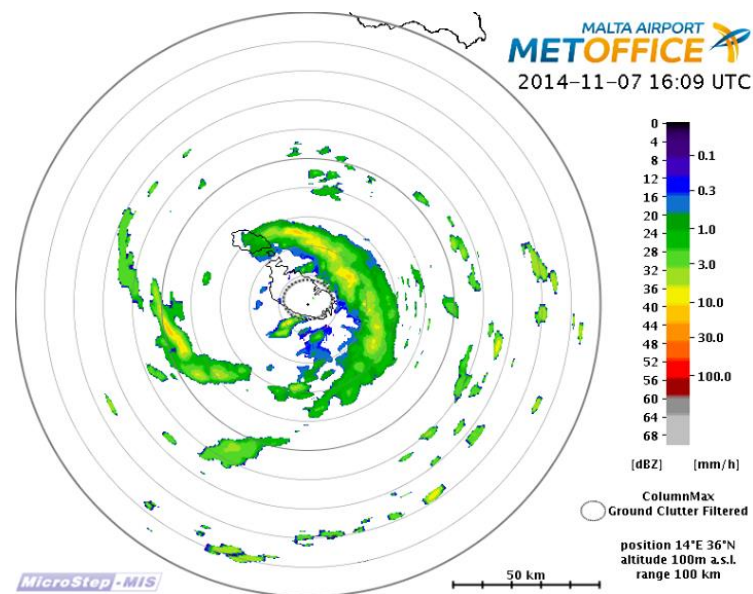


11. ábra - A Qendresa ciklon a kialakulóban lévő leszakadó okklúziós fejjel 2014. november 7-én délelőtt [5 – EUMETSAT]

Az okklúziós fej a déli órákra teljesen leszakadt a frontálzónáról, és kelet felé megindulva egyre szimmetrikusabb konvektív struktúrát vett fel. Mindeközben érintette Linosa szigetet, késő délután pedig Máltát is. Ekkorra a ciklon magját már teljesen körbevette a zivatarfelhőzet, egy szemszerű képződményt létrehozva. E körül pedig spirális csapadéksávok fejlődtek ki (12. ábra). A ciklon kezdetleges, délen és északnyugaton nyitott szemfalát a máltai radarmérések is jól mutatták (13. ábra).



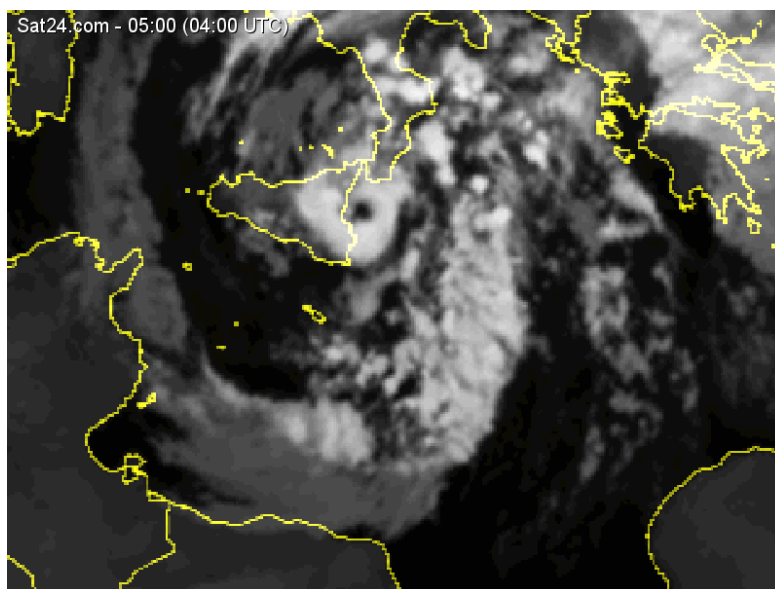
12. ábra - Qendresa már szubtrópusi ciklonná alakulva 7-én késő délután [5 – EUMETSAT]



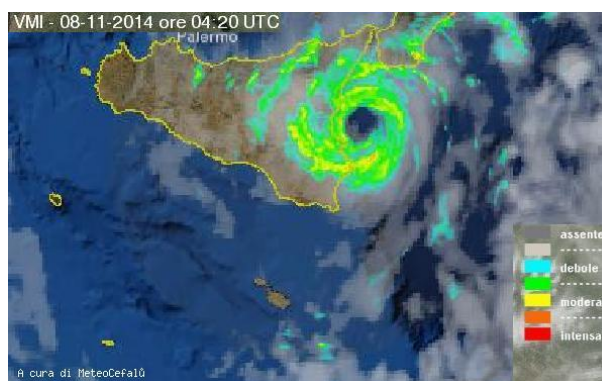
13. ábra - A ciklon még szakadozott szemfala Málta felett [6 – Severe Weather Europe facebook oldal]

Qendresa 8-ára virradó éjszaka érte el legnagyobb fejlettségét, miközben ismét északabbra kanyarodva megközelítette Szicíliát. A ciklon ez alatt mindvégig megőrizte jól fejlett köz-

ponti magját, sőt, a szeme jóval határozottabb lett, a korábbinál vastagabb, zárt szemfallal, melyet mind a műholdképek (14. ábra), mind a radarképek (15. ábra) mutattak. A ciklon körüli zivatarok kiterjedése viszont csökkent, illetve a korábban látható spirális külső csapadéksávok is feloszlottak. Megfigyelhető volt még továbbá a ciklon frontrendszerének maradványfelhőzete is, mely teljesen felcsavarodott a ciklon körül.



14. ábra - Qendresa Szicília partjainál 8-án kora hajnalban [7 – Sat24.com]

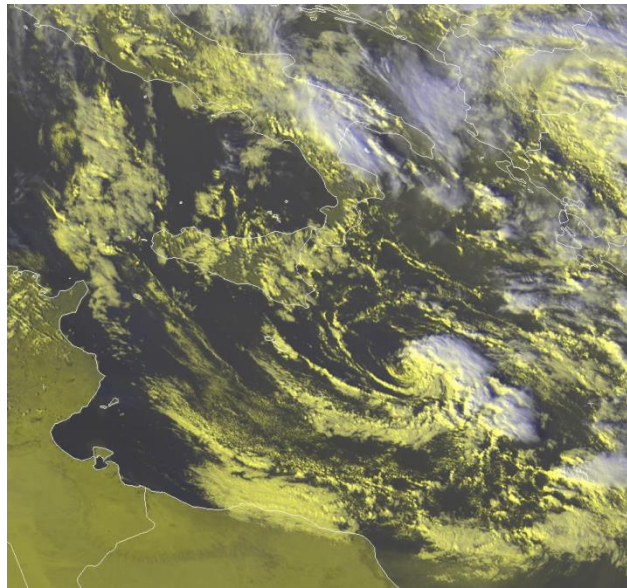


15. ábra - Az ekkorra már jól fejletté vált szem, vastagabb és zárt szemfallal [8 – Girovaghi]

Qendresa kora reggel partot ért Szicíliában, és röviddel ezután a struktúrája gyorsan szervezetlenné vált, noha a belső mag továbbra is spirális szerkezetű maradt (16. ábra). Néhány órával később a ciklon dél, majd kelet-délkelet felé fordulva ismét kijutott a tenger fölé, de már nem tudott újraszerveződni. Délután már csak minimális konvekció zajlott hozzá kapcsolódóan, bár a határozott alacsonyszintű központja még megmaradt (17. ábra). Emellett erre az időre már a korábbi frontális maradványfelhőzet is feloszlott körülötte. Végül a ciklonban este teljesen megszűnt a zivatarképződés, majd Krétát megközelítve a zárt örvénylés is.



16. ábra - Qendresa a szicíliai partot érés után, már szem nélkül, de még spirális szerkezetű, fejlett belső maggal [8 – Girovaghi]

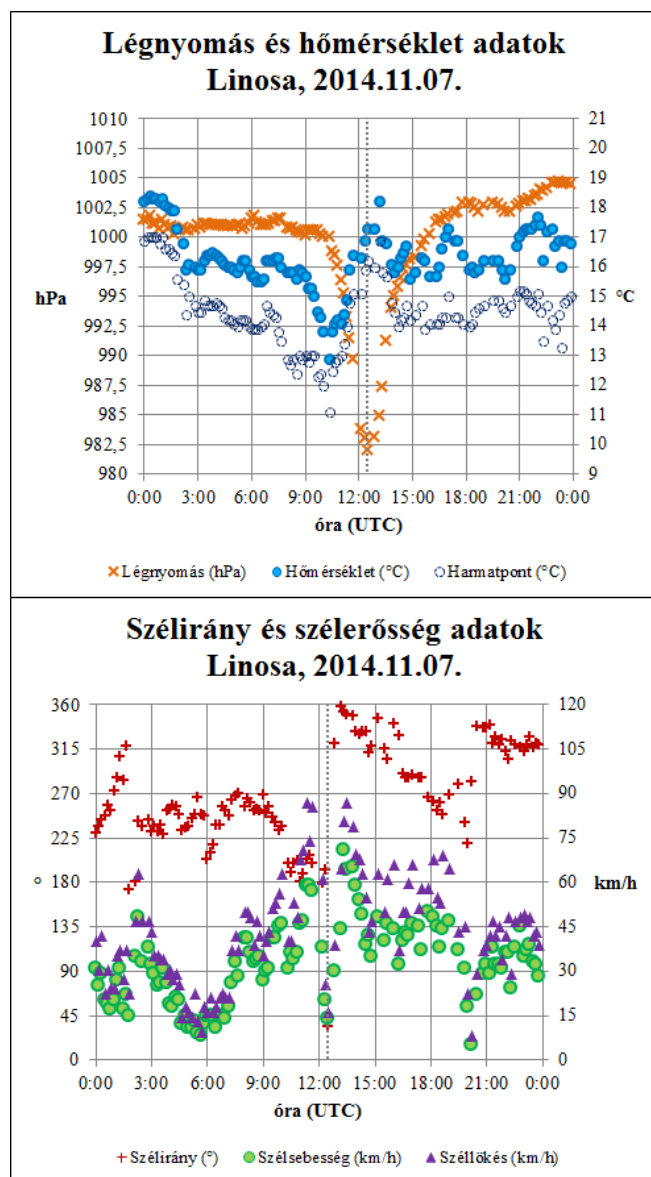


17. ábra - Qendresa újra a tenger felett 8-án délután, de már jóval szervezetlenebbül [5 – EUMETSAT]

5.2. A Qendresa ciklon áttekintése a hozzá kapcsolódó mért adatok alapján

Mivel Qendresa több szigetet is érintett útja során, több mérési adat is rendelkezésre állt az erősségének megállapításához, emellett pedig műholdas (ASCAT-A, ASCAT-B) szélmérések is elérhetőek voltak. A 6-án Tunéziában és Líbiában mért adatok megerősítették, hogy Qendresa ekkor még gyenge maradt. A legalacsonyabb légnyomás a nap folyamán még csak 1002-1003 hPa volt, illetve estig sehol sem érte el az átlagos szélerősség a trópusi viharnek megfelelő 63 km/h-t, noha a szélökések néhol már igen. A legjelentősebb és leghasznosabb adatok *Linosa* szigetéről voltak elérhetőek 7-én (18. ábra), ahol éppen a ciklon központja haladt keresztül, ráadásul 10 percenkénti mérések álltak rendelkezésre. Itt a minimális légnyomás 982,0 hPa volt nem sokkal 12:00 UTC után. Az ezt megelőző

3 órában körülbelül 18 hPa-t csökkent a légnyomás, majd a következő 3 órában közel 17 hPa-t emelkedett. Ez tipikusan a trópusi ciklonokra jellemző markáns nyomási gradiensről árulkodott a ciklon központjában. A trópusi jelleget mutatta a szél is, melynek iránya a központ átvonulása után közel 180°-ot fordult, míg a szélmaximum közvetlenül az átvonulás előtt és után jelentkezett, a központ áthaladásakor pedig rövid időre jelentősen gyengült a szél. Bár itt a maximális szélesség csak 71 km/h volt 87 km/h-s lökésekkel, a kissé délnyugatabbra fekvő *Lampedusa* szigetén 80 km/h-s átlagszelet mértek 119 km/h-s széllökéssel. A mérések megerősítették továbbá azt is, hogy a ciklon alacsonyszinten határozott meleg maggal rendelkezett. A központ érkezésekor a korábbi 14 °C körüli értékekről kevéssel 18 °C fölé emelkedett a hőmérséklet, majd utána 16 °C köré csökkent vissza.



18. ábra - A Linosa szigetén 7-én mért alapvető meteorológiai adatok [1 – Infoclimat / Ogimet]

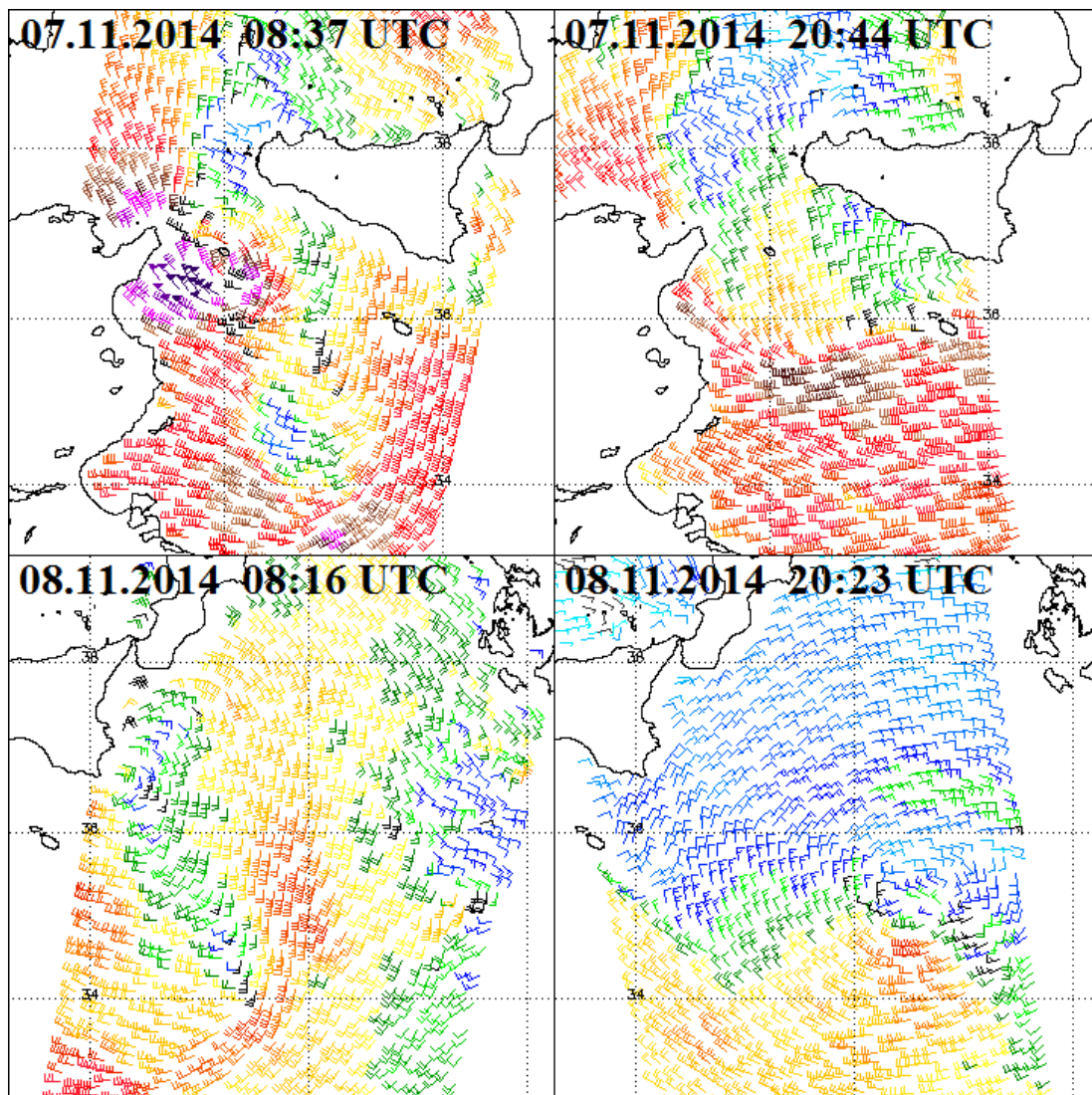
A következő sziget, melyen a ciklon áthaladt, Málta volt. 17:00 UTC-re *Luqa* mérőállomásán 985 hPa-ig csökkent a légnyomás. Qendresa központja ugyanakkor kissé északabbra haladt el innen, illetve csak órás adatok voltak elérhetőek, így a valós központi légnyomás még 1-2 hPa-lal alacsonyabb lehetett ekkor. 18:00 UTC-kor a szélsébség elérte a 61 km/h-t, melyhez 119 km/h-s maximális szélökés társult. A sziget északi részén, *Buggiba* településen egy amatőr mérőállomás 17:00 UTC környékén viszont 111 km/h-s átlagszelet mért 154 km/h-s szélökéssel. A ciklon átvonulása során *Luqa*-n is határozottan megmutatkozott a meleg mag, hiszen 16-17:00 UTC-kor még csak 12-13 °C volt, majd 18:00 UTC-kor már 17 °C, mely a következő órára 14 °C-ra csökkent vissza.

Végül Szicílián is több mérési adat volt még elérhető 8-ára virradóan, a ciklon újabb partot éréséhez kapcsolódóan, és itt a legtöbb helyen ismét 10 percenkénti adatok állak rendelkezésre. A sziget délkeleti részén, *Augusta* mérőállomáson a partot éréskor 989,6 hPa-os minimális légnyomást mértek 06:00 UTC körül, míg a legnagyobb szélérösség néhány órával korábban 64 km/h volt 71 km/h-s szélökéssel. Szintén 06:00 UTC körül a nem messze fekvő *Sortino* településen az átlagszél még elérte a 72 km/h-t, majd itt 995,9 hPa-ig süllyedt a légnyomás. Ezt követően a ciklon korábban említett gyors szervezettelenebbé válásával a szélérösség is jelentősen lecsökkent, a központi légnyomás pedig néhány óra alatt több hPa-t emelkedett.

Qendresa az érintett területeken november 5. és 8. között jelentős csapadékot okozott. A tunéziai *Kelibia*-n, a máltai *Luqa*-n, valamint az Olaszországhoz tartató *Pantelleria* szigeten 40-45 mm eső esett ezekben a napokban. Ezzel szemben Szicília keleti oldalán már a 70-120 mm-t is elérte a 4 napos csapadékösszeg. *Acireale* településen pedig, mely az Etna keleti lábánál fekszik, 205,1 mm csapadékot mértek ez idő alatt. Igaz, ehhez hozzájárult az is, hogy a ciklon előterében 5-én egy erős zivatargóc érintette a települést, mely kiugró, 66,9 mm-es napi csapadékot okozott, míg máshol ezen a napon legfeljebb néhány mm eső esett.

A felszíni mérések mellett 7-én és 8-án ASCAT műholdas szélérések is elérhetőek voltak a ciklonról (19. ábra). 7-én a délelőtti mérésen jól látható volt a ciklon még meglévő frontális struktúrája, ugyanakkor a központjában már egy elkülönülő, határozott maximummal rendelkező szélmező jött létre. A következő mérés a központot nem érintette, de ez alapján még mindig megmutatkozott a frontális jelleg Qendresa nyugati, északnyugati oldalán. A 8-ai mérések arról árulkodtak, hogy a ciklon központja közelében már megszűnt a korábbi

markáns szélmaximum, és a szélerősség eloszlása is aszimmetrikus maradt, vagyis trópusi jelleg itt nem mutatkozott meg.



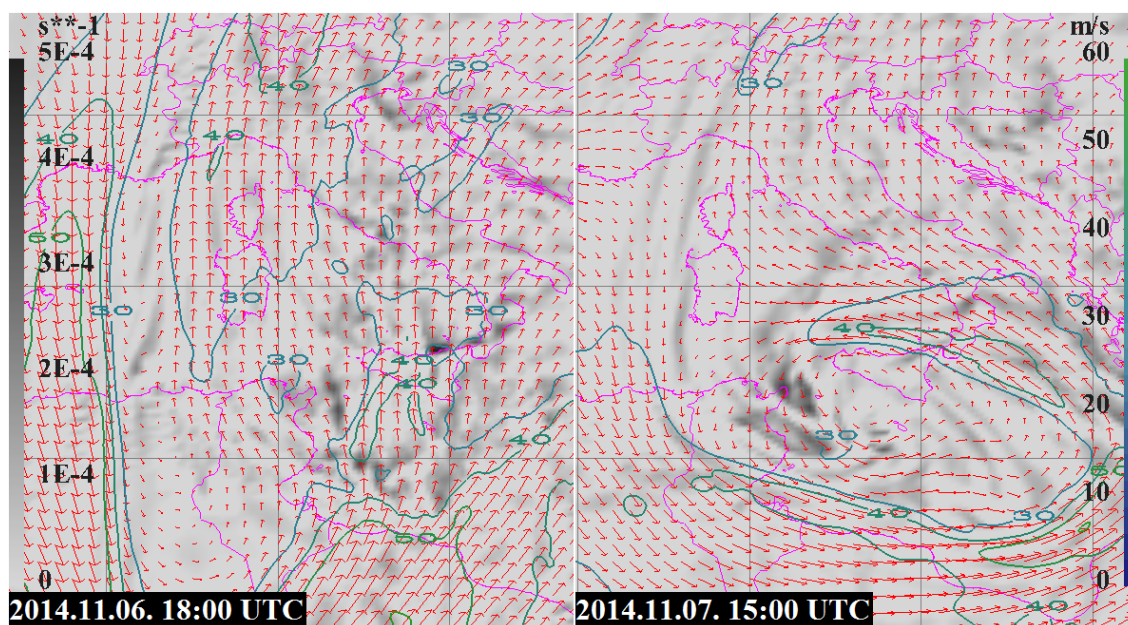
19. ábra - A Qendresa ciklonhoz kapcsolódó műholdas szélmérések (a METOP ASCAT-A/-B mérési alapján) [4 – NOAA NESDIS]

5.3. A Qendresa ciklon elemzése ECMWF reanalízis adatok alapján

5.3.1. 300 hPa-os divergencia, szélirány és szélsébség

Ahogy korábban már említésre került, Qendresa kialakulásában egy nagy amplitúdójú tektonó játszott közre, melyről később egy önálló magassági ciklon szakadt le. Mindez a folyamat jól végigkövethető volt a 300 hPa-os szélmezőben is. A tektonó 5-én reggel érte el a Földközi-tenger nyugati medencéjét, és ekkor még igen erős jet stream is kapcsolódott hozzá. Az előoldalán a szélsébség elérte a 60 m/s-ot, míg a hátoldalán a 80 m/s-ot is.

Másnapra a teknő már „szűkülni” kezdett, a hozzá tartozó futóáramlás pedig gyengült. Ezzel párhuzamosan a jet-magok Algéria és Líbia fölé helyeződtek át. Utóbbi bal kilépő zónája már jelentős magassági divergenciát idézett elő a ciklon környezete felett. 7-én megtörtént a magassági ciklon leszakadása. Ez az áramlás módosulása okán tovább erősítette a magassági divergenciát, hiába gyengült a jet stream hatása. Az éjszakai, reggeli órákban különösen magas divergencia értékek jelentek meg, melyek éppen egybeestek a ciklon gyors kimélyülésével. 8-án végül legyengült a magassági ciklon, bár 30 m/s feletti szél-erősség továbbra is előfordult benne a déli oldalán. Ennek köszönhetően a divergencia is minimálisra csökkent. Qendresa mérsékelt övi ciklonként a jet-mag kedvező, divergens zónája alatt, míg szubtrópusiként közvetlenül a magassági ciklon központja alatt helyezkedett el. Ez utóbbi ekkor biztosította a kedvező gyenge szélnyírást is számára (20. ábra).

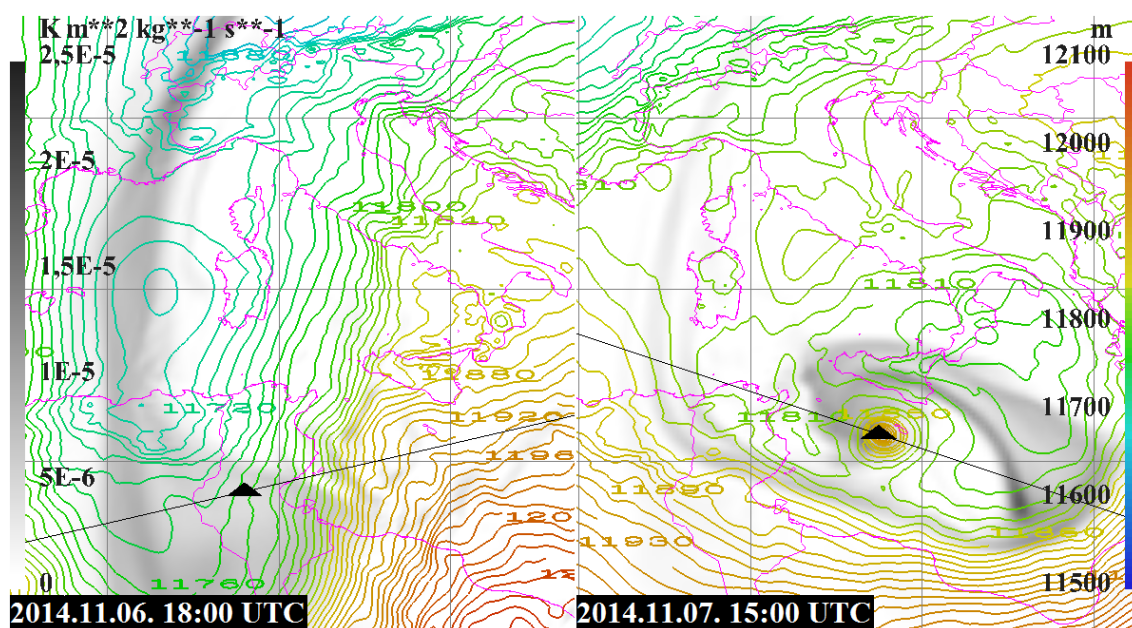


20. ábra - 300 hPa-os szélmező (m/s, nyilak és színes vonalak), valamint 300 hPa-os divergencia (1/s, szürke árnyalatok) a Qendresa ciklon környezetében a jelzett időpontokban

5.3.2. 200-1000 hPa-os rétegvastagság és 300 hPa-os potenciális örvényesség

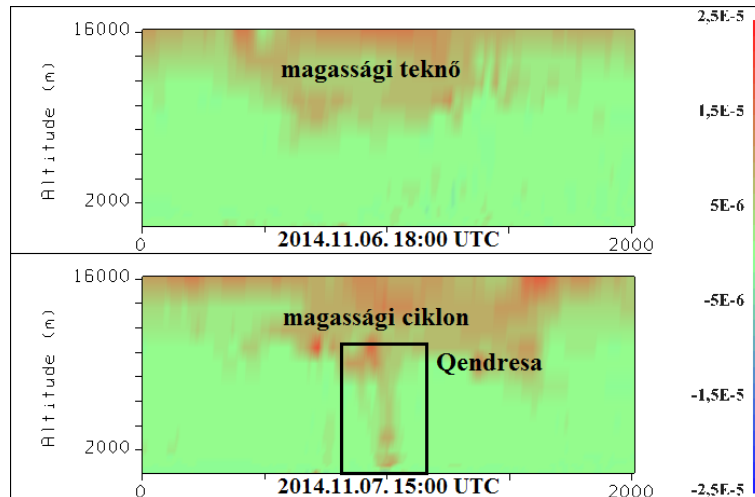
A teknő jól analizálható volt a 200-1000 hPa-os rétegvastagság és a 300 hPa-os potenciális örvényesség alapján is. A teknőhöz kezdetben 11500-11600 m közötti rétegvastagsági minimum tartozott, bár ez később folyamatosan nőtt, ahogy a teknő haladt kelet felé. Emellett mindvégig igen markáns 300 hPa-os potenciális örvényességi mező volt megfigyelhető, kezdetben a teknővel együtt szélesebb, majd keskenyebb megjelenéssel. A teknő leszakadásával a korábban említett észak-afrikai jet-magok által közrezárt területen határozott

örvényesség-növekedés következett be, és a ciklon kimélyülésével egy időben attól délre igen erős örvényességi maximum jelent meg. Az örvényességi mező a későbbiekben spirálisan felcsavarodott a ciklon körül, és még viszonylag sokáig határozott maradt, csak 8-án a nap második felében kezdett jelentősen gyengülni. A ciklon kimélyülésével egy időben a rétegvastagság alapján a meleg mag gyors kifejlődése is végbement. Ez már 03 UTC-kor megfigyelhető volt, majd a délutáni órákra igen markáns lett, több zárt rétegvastagság görbével és kompakt megjelenéssel. Szicíliát megközelítve azonban jelentősen legyengült a meleg mag, majd a partot érés után már nem is lehetett zárt képződményként analizálni (21. ábra).



21. ábra - 200-1000 hPa-os rétegvastagság (m, színes vonalak), valamint 300 hPa-os potenciális örvényesség (Km^2/kgs , szürke árnyalatok) a Qendresa ciklon környezetében a jelzett időpontokban

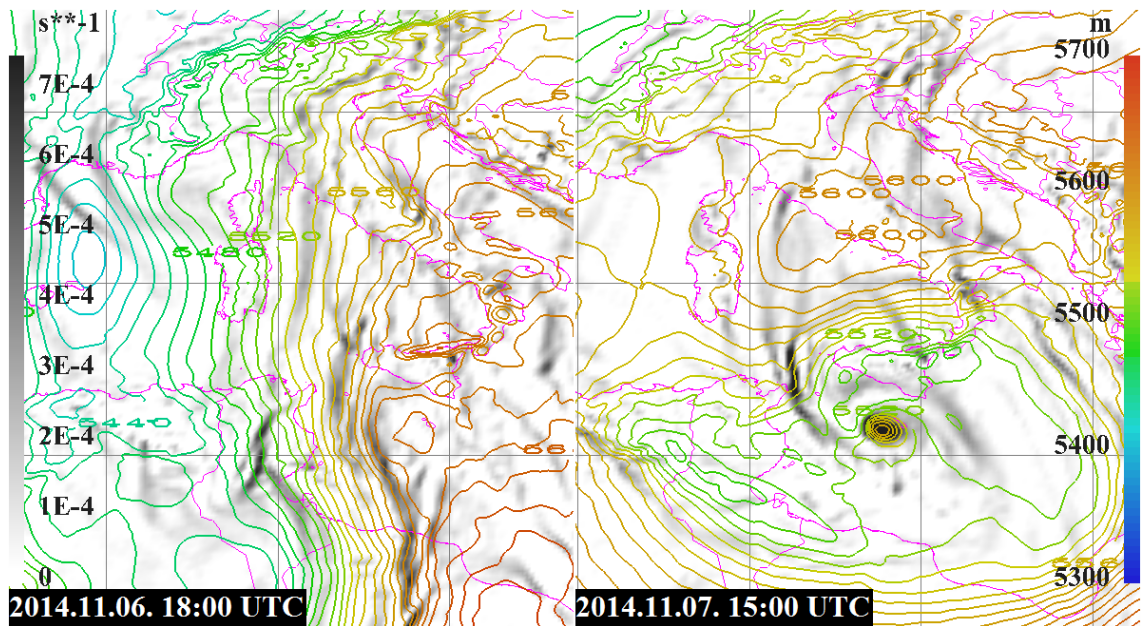
Az előbbi ábrán jelölt vonalak mentén megjelenített, a potenciális örvényességre vonatkozó vertikális metszetek igazolták leginkább, hogy az erős meleg mag ellenére a ciklon nem trópusi, hanem szubtrópusi karakterisztikájú volt. Az első időpontban látható, hogy a magassági teknő határozott potenciális örvényességi anomáliával rendelkezett az egész felső-troposzférában, de alacsonyabb szinteken nem volt számottevő örvényesség. Később azonban a ciklonhoz kapcsolódva egy viszonylag erős, egyenes tengelyű PV-torony jelent meg, de ez nem különült el a magassági PV-mezőtől, hanem összekapcsolódott vele, mely tipikusan a szubtrópusi ciklonokra jellemző (22. ábra).



22. ábra - A potenciális örvényesség vertikális metszetei a Qendresa ciklon környezetében a jelzett időpontokban (Km^2/kgs egységben, ahol $10^{-6} \text{ Km}^2/\text{kgs} = 1 \text{ PVU}$)

5.3.3. 500-1000 hPa-os rétegvastagság és 850 hPa-os relatív örvényesség

A 200-1000 hPa-os esethez hasonló jellegzetességek voltak megfigyelhetőek az 500-1000 hPa-os rétegvastagság alapján is. Ezen szintek közötti rétegvastagság is határozottan kijelölte a teknőt, majd a belőle kialakuló magassági ciklont is. Szintén elmondható volt továbbá, hogy 7-én hajnaltól jól fejlett meleg mag kapcsolódott Qendresa-hoz, mely délután volt a legerősebb. Majd 8-án a szicíliai partot érés után már nem kapcsolódott hozzá zárt rétegvastagsági görbe, noha a görbületek még egy gyenge meleg mag meglétére utaltak. A 850 hPa-os relatív örvényesség jól visszaadta a méréselt övi és a szubtrópusi szakasz közötti jellegzetes különbségeket. Kezdetben egy hosszan elnyúló örvényességi maximum kapcsolódott a ciklon hidegfrontjához, mely a Földközi-tenger teljes nyugati felét átszelte. Jól látható volt az eredeti hidegfront behullámozása, és azon az új ciklonális központ kialakulása is Tunézia térségében 6-án. A ciklon meleg magvúvá válásával egy időben markáns örvényességi maximum jelent meg a központjában, mely kis területre korlátozódott, és elkülönült a körülötte még megfigyelhető gyengülő frontrendszer hosszabb örvényességi karjaitól. A központi örvényességi góc 8-án napközben lett teljesen izolált, mely a műholdképek elemnézésénél már említett módon arra utalt, hogy a ciklon trópusibb jelleget vett fel, ezzel együtt ugyanakkor a ciklonnal együtt jelentősen gyengült is maga az örvényesség értéke (23. ábra).

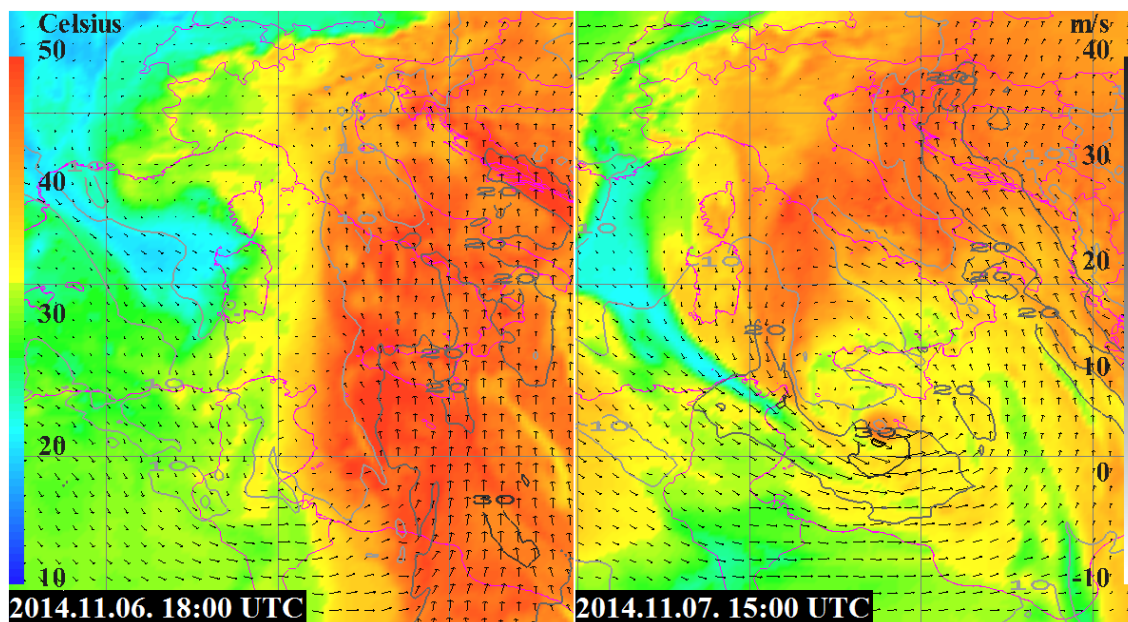


23. ábra - 500-1000 hPa-os rétegvastagság (m, színes vonalak), valamint 850 hPa-os relatív örvénysűrűség ($1/s$, szürke árnyalatok) a Qendresa ciklon környezetében a jelzett időpontokban

5.3.4. 850 hPa-os ekvivalens potenciális hőmérséklet, szélirány és szélesség

A ciklon átalakulása folyamata a legmarkánsabban talán a 850 hPa-os ekvivalens potenciális hőmérsékleti térképeken volt végigkövethető. Az eredeti ciklon hidegfrontja előtt kezdetben egy közepes erősségű meleg nedves szállítószalag húzódott, $40\text{ }^{\circ}\text{C}$ körüli EPT értékekkel, míg a hátoldali száraz, hideg szállítószalag szintén nem bizonyult erősnek. A hidegfront vonalát ugyanakkor jól mutatta a határozott gradiens. A Tunézia felett kialakuló hullámvetés következtében azonban Qendresa előtt már erős MNSZ épült ki, $50\text{ }^{\circ}\text{C}$ körüli ekvipotenciális hőmérséklettel, mögötte pedig Franciaország felől egy határozott száraz szállítószalag is lenyúlt, igaz ez az Ibériai-félszigetet elérő újabb ciklon hatására gyorsan legyengült. A ciklon gyors megerősödésekor kialakuló meleg mag itt is jól megfigyelhető volt, melyet egy kicsi, de magas EPT értékekkel jellemzett terület jelölt ki a központjában. Körülötte azonban 8-áig még megfigyelhetőek voltak a frontális szállítószalagmaradványok is. A szélmezőt kezdetben a megszokott aszimmetrikusság jellemezte, a frontok mentén éles szélfordulással. A legerősebb szél Qendresa melegszektorához kapcsolódott. Bár a szélmező az átalakulás után is kissé aszimmetrikus maradt, mely a korábbi ASCAT mérések alapján is látható volt, a központ közelében, attól délre egy erős maximum jelentkezett, 15 UTC-kor kis területen 40 m/s -ot is elérő értékekkel, a központban

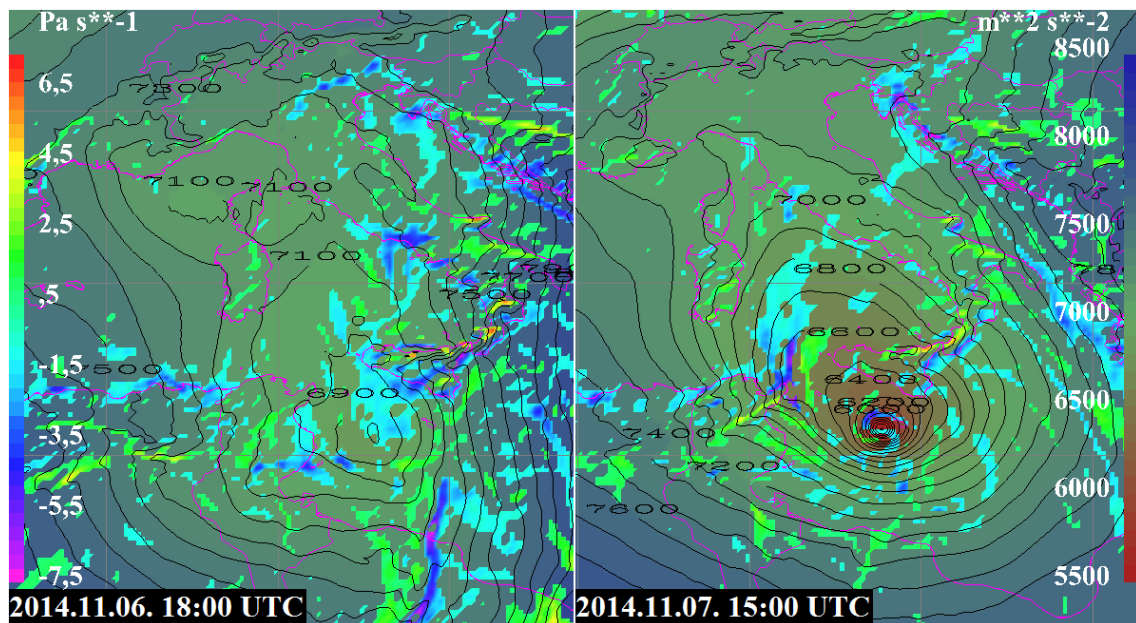
viszont megjelent a jellegzetes kis szélsenedesebb terület. A ciklon gyengülésével 7-én estéről a szélerősség is fokozatosan vesztett erejéből (24. ábra).



24. ábra - 850 hPa-os szélmező (m/s, nyilak és szürke vonalak), valamint 850 hPa-os ekvivalens potenciális hőmérséklet (°C, színezés) a Qendresa ciklon környezetében a jelzett időpontokban

5.3.5. 925 hPa-os geopotenciál és 850 hPa-os vertikális sebesség

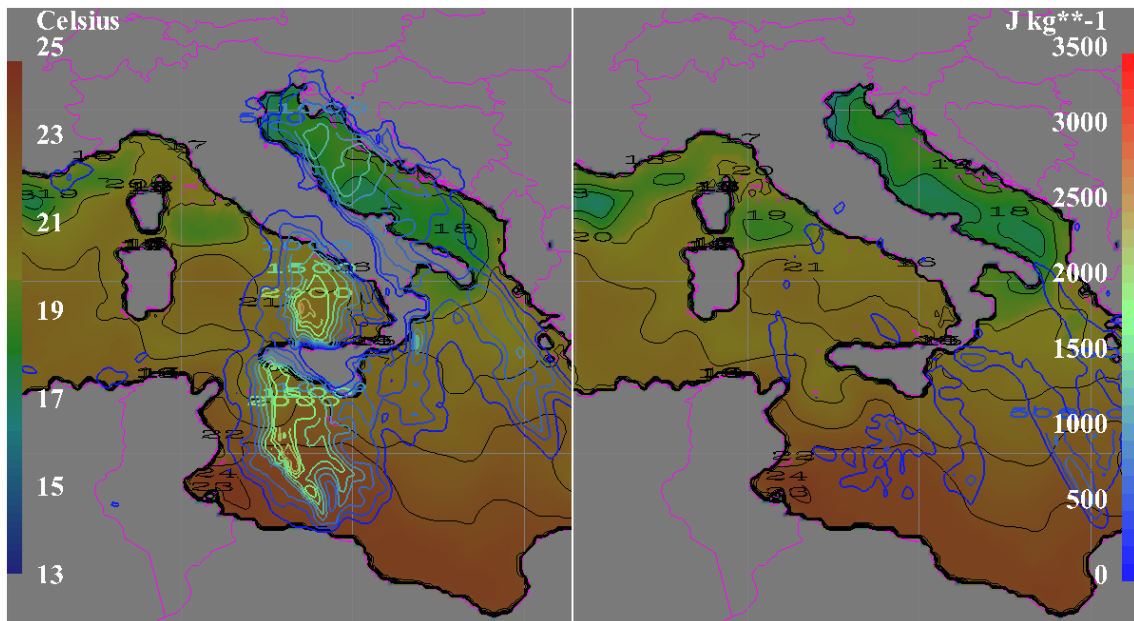
A 925 hPa-os geopotenciál mező a 850 hPa-os vertikális sebességgel együtt szintén jól mutatta Qendresa átalakulását. A kiindulási hidegfront határozott nyomási teknőhöz tartozott, és az előoldalán egy gyengébb feláramlási, míg a hátoldalán egy leáramlási zóna mutatkozott meg. 6-án Tunézia felett a frontális hullámon megjelent az önálló ciklon, mely a nap végére egyre határozottabb lett. Ezzel együtt a hidegfrontja mentén már markáns feláramlási mező alakult ki, illetve erősebb feláramlási területek az okklúzió környékén is analizálhatóak voltak. A Qendresa okkludálódását követő gyors kimélyülést igen markánsan lehetett látni, hiszen a központjában egy nagyon sűrű, nagy gradienssel rendelkező alacsony geopotenciálú mag jött létre, mely szimmetrikus is volt. Ehhez kis területre kiterjedő, mérsékelt feláramlási mezők kapcsolódtak, de amikor a ciklon éjszaka megközelítette Szicíliát, ott az orografikus határok miatt erősebb feláramlás is megjelent. Emellett azonban a ciklon körüli frontok maradványaként hátramaradt, hosszabb sávokként jelentkező feláramlási mezőket is meg lehetett még figyelni egészen 8-ára virradó éjszakáig. A szicíliai partot érés után 8-án reggel a ciklon központjában ugrásszerűen megnőtt a geopotenciál, majd napközben további, de már lassabb növekedés volt jellemző. Ezzel együtt pedig a feláramlási területek is feloszlottak (25. ábra).



25. ábra - 925 hPa-os geopotenciál (m^2/s^2 , jobb oldali színskála és fekete vonalak), valamint 850 hPa-os vertikális sebesség (Pa/s , a bal oldali színskálának megfelelő színes területek a $-0,5$ és $+0,5$ Pa/s közötti értékeket nem jelölve) a Qendresa ciklon környezetében a jelzett időpontokban

5.3.6. Tengerfelszín-hőmérséklet és konvektív felhasználható potenciális energia (CAPE)

A vízhőmérsékleti adatok alapján Qendresa 22-23 °C-os tengervíz felett alakult ki, és 7-én estig nem került hűvösebb víz fölé. 8-ára virradóan azonban Szicíliát megközelítve már csak 21 °C körüli hőmérsékletű víz felett tartózkodott, illetve később szintén, amikor a partot érés után még kijutott a víz fölé. A CAPE 5-én 2000-2500 J/kg körül alakult a térségben, 6-án délután azonban a behullámzó frontálzóna melegszeletében, Qendresa hidegfrontja előtt a 3000 J/kg-ot is meghaladta. Ennek is volt köszönhető, hogy a front mentén intenzív zivatarok fejlődtek ki. Estére azonban a hidegfront keletebbre mozdulásával fokozatosan lecsökkent a labilitás értéke. 7-én már nem kapcsolódott számottevő instabilitás a ciklonhoz, a hidegfrontja előtt többnyire 500-1000 J/kg-os, míg a központjában 250-500 J/kg-os CAPE volt jelen. Ez alátámasztotta, hogy a cikloncentrumban kialakult szervezett konvekció elsődlegesen nem a légköri labilitásból, hanem inkább a tenger látns hőjéből táplálkozott (26. ábra).



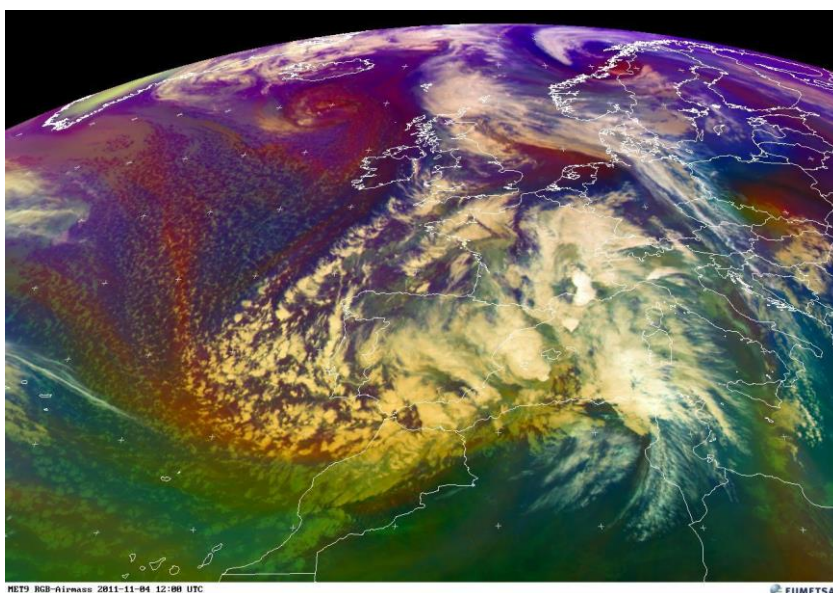
26. ábra - CAPE (J/kg , színes vonalak), valamint tengerfelszín-hőmérséklet ($^{\circ}C$, színezés és fekete vonalak) a Qendresa ciklon környezetében a jelzett időpontokban

6. Trópusi ciklon

(Rolf, 2011.11.04. – 2011.11.09.)

6.1. A Rolf ciklon általános leírása műholdas mérések alapján

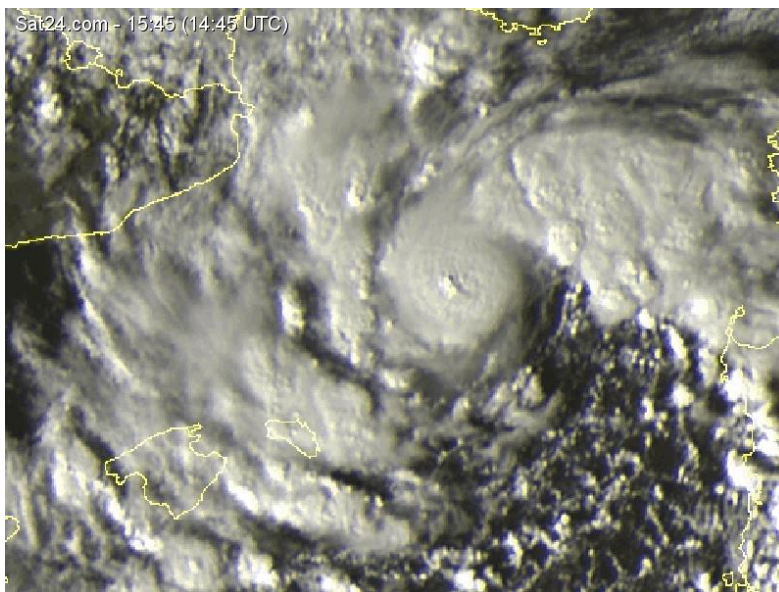
A Rolf ciklon kialakulása egy erőteljes mérsékelt övi ciklonhoz volt köthető. Ez október 29-én fejlődött ki az USA délkeleti partvidékén. Érdekességként megemlítendő, hogy ez a ciklon trópusi eredetű, igen erős MNSZ-szel rendelkezett, mely magában foglalta a korábbi Rina hurrikán maradványát is. A markáns hőmérsékleti kontraszt révén a ciklonban november 3-án 961 hPa-ig csökkent a légnyomás. A ciklon hidegfrontja eközben már 2-án elérte az Ibériai-félszigetet, ahol lelassult. Emellett egy teknőleszakadási folyamat is megindult, melynek során 4-én egy önálló mediterrán ciklon jött létre a félsziget keleti oldalán, ami a berlini *Freie Universität* munkatársaitól a Rolf nevet kapta. Magát a behullámzó frontot, illetve később a kialakuló mediterrán ciklont is jelentős konvektív aktivitás jellemezte már a kezdeti szakaszban is (27. ábra).



27. ábra - Az Ibériai-félsziget felett hullámot vető, kiterjedt, konvektív felhőzettel rendelkező hidegfront 2011. november 4-én 12:00 UTC-kor [5 – EUMETSAT]

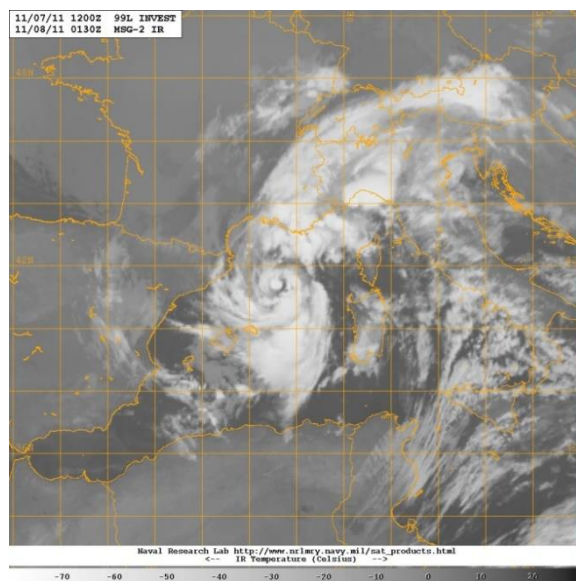
Rolf az első napokban még határozott mérsékelt övi struktúrával rendelkezett. A hosszan elnyúló hidegfrontja 5-én elérte Olaszországot, ott azonban lelassult, és gyengülni kezdett. Mindeközben a ciklonközpont a tenger fölé helyeződött, de ott nem mozdult el számottevően a környező anticiklon blokkoló hatása miatt, és a kezdeti keleties mozgását követően 6-án dél felé fordult. Ekkor már megkezdődött a ciklon átalakulási folyamata, viszont a

központban nem alakult ki szervezett konvekció. Erre 7-éig kellett várni, akkor azonban Rolf gyorsan trópusi karakterisztikát öltött. A nap második felére a központjában egy határozott, szimmetrikus konvektív mag fejlődött ki, melyet külső, spirális csapadéksávok vettek körül (28. ábra). A mediterrán térségben elsőként a NOAA hivatalosan is besorolta a ciklont, 12:00 UTC-kor szubtrópusi, majd 18:00 UTC-től már trópusi viharnak. Az utóbbi időpontra a korábbi felcsavarodott frontális maradványfelhőzet már szinte teljesen feloszlott a ciklon körül.



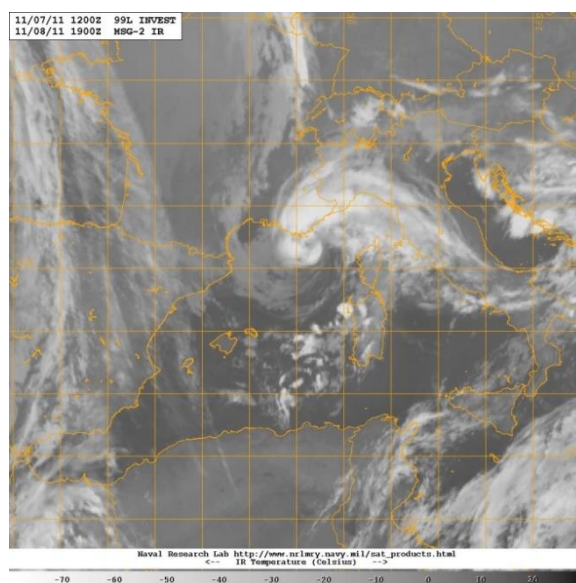
28. ábra - Rolf trópusi ciklonná alakulva, jól fejlett, konvektív maggal 7-én késő délután [7 – Sat24.com]

Rolf éjszaka tovább szerveződött, és még kiterjedtebb, szimmetrikus eloszlású zivatarfelhőzet alakult ki a központja körül. Ezek ekkor egy szinte teljesen zárt szemszerű képződményt is létrehoztak, de ez nem bizonyult hosszú életűnek. A műholdképeket animálva látható volt továbbá az is, hogy a ciklon körül a Baleár-szigetek, Korzika és Kelet-Franciaország felett egy-egy magassági hidegörvény helyezkedett el, melyek a mérsékelt övi szakaszban meglévő nagy kiterjedésű magassági ciklonból maradtak hátra. Ezek együttesen viszont jelentősebb szétáramlást idéztek elő Rolf felett, ami megmutatkozott a fátyolfelhőzet jellegzetes szétterjedésében is (29. ábra).



29. ábra - Rolf jól fejlett trópusi struktúrával 8-ára virradó éjszaka [9 – Naval Research Laboratory]

8-án a nap első felében Rolf szervezettsége kissé csökkent, mivel visszaesett benne a zivatarkepződés, illetve némi szélnyírás hatására az alacsonyszintű központ a fő zivataros területtől délnyugatabbra került. Délután azonban újból erősebb zivatartömbök indultak fejlődésnek a keleti oldalán, melyek estére ismét körbevették a ciklon központját (30. ábra). Rolf ekkor azonban megközelítette a francia partokat, és bár a partot érés helyett nyugat-északnyugat felé fordult, néhány óra múlva jelentősen legyengült. Már gyenge ciklonként azonban még 9-én is fennmaradt, időnként gyengébb zivatarokat produkálva a központ északkeleti oldalán. Végül délután partot ért Franciaországban, és ezt követően oszlott fel véglegesen.



30. ábra - Rolf 8-án este a francia partok közelében [9 – Naval Research Laboratory]

6.2. A Rolf ciklon áttekintése a hozzá kapcsolódó mért adatok alapján

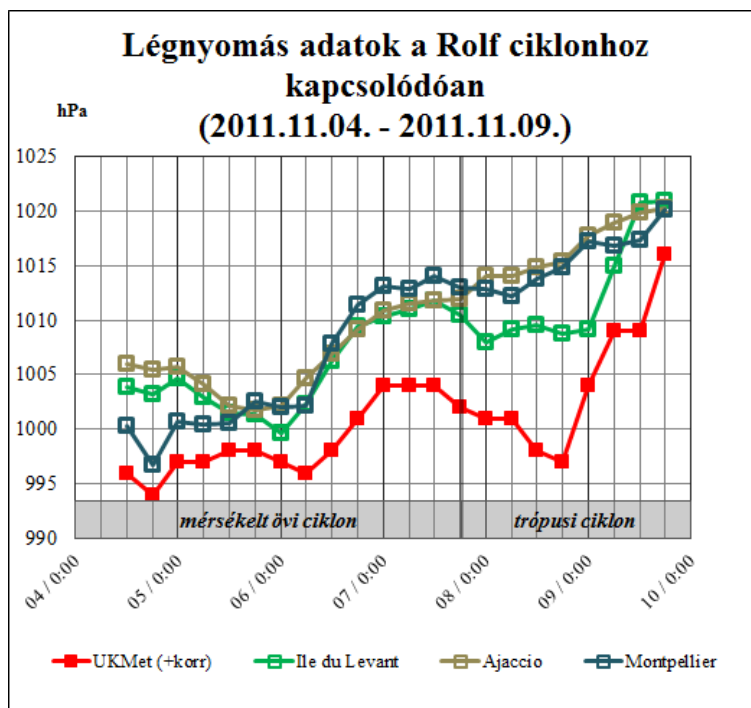
Mivel Rolf nagyrészt a nyílt tenger felett helyezkedett el, kevés szárazföldi mérés állt rendelkezésre, különösen a légnyomás tekintetében. A központi légnyomásról csak 6-án a Baleár-szigetektől, illetve 9-én a franciaországi partot érés közeléből voltak közvetlen adatok. A központi légnyomás tekintetében ezért az UKMet² becslése lett felhasználva. Ez az elérhető, környező nyomás- és szélmérések alapján a Hess által megalkotott egyszerű összefüggés (*1. egyenlet*) alapján helytállónak bizonyult, egyedül a 8-ai 18:00 UTC-s maximális intenzitáshoz tartozó 1000 hPa-os érték került módosításra 997 hPa-ra (*Hess 1959*).

$$CP = p_{env} - \int_{r=0}^{r_{env}} \rho \left(\frac{v_t^2}{r} + f v_t \right) dr \quad (1)$$

Itt CP a becsülendő központi légnyomás, p_{env} az adott r_{env} távolságban mért adott légnyomásérték, ρ a sűrűség, v_t a tangenciális szélesség (trópusi ciklonok esetében jó közelítéssel a mért szélesség), f a Coriolis-paraméter.

A környező állomások méréseit a központi becsléssel összehasonlítva jól látható volt a ciklon átalakulási folyamata (*31. ábra*). Hagyományos mediterrán ciklonként Rolf kettős nyomásminimummal 4-én és 6-án volt a legerősebb. Ekkor a megjelenített, a központtól néhány 100 km-re fekvő településeken is 1000 hPa körüli nyomást mértek, tehát a nyomási gradiens kicsinek adódott. 7-én a ciklon gyengülésével mind a központi légnyomás, mind a feltüntetett nyomások növekedtek. Rolf trópusivá alakulása után viszont a központi légnyomás ismét lecsökkent, és 8-án elérte újabb minimumát. A környező településeken azonban ekkor már nem volt számottevő nyomásváltozás, mely jól mutatta, hogy a ciklonban jelentősen megnőtt a nyomási gradiens. Határozottabb csökkenés egyedül a ciklon északabbra helyeződése révén a központhoz 100 km körüli közelségbe kerülő *Ile du Levant* szigeten jelentkezett, és a többi helyhez képest itt tovább alacsonyabb is maradt a légnyomás.

² UK Met Office

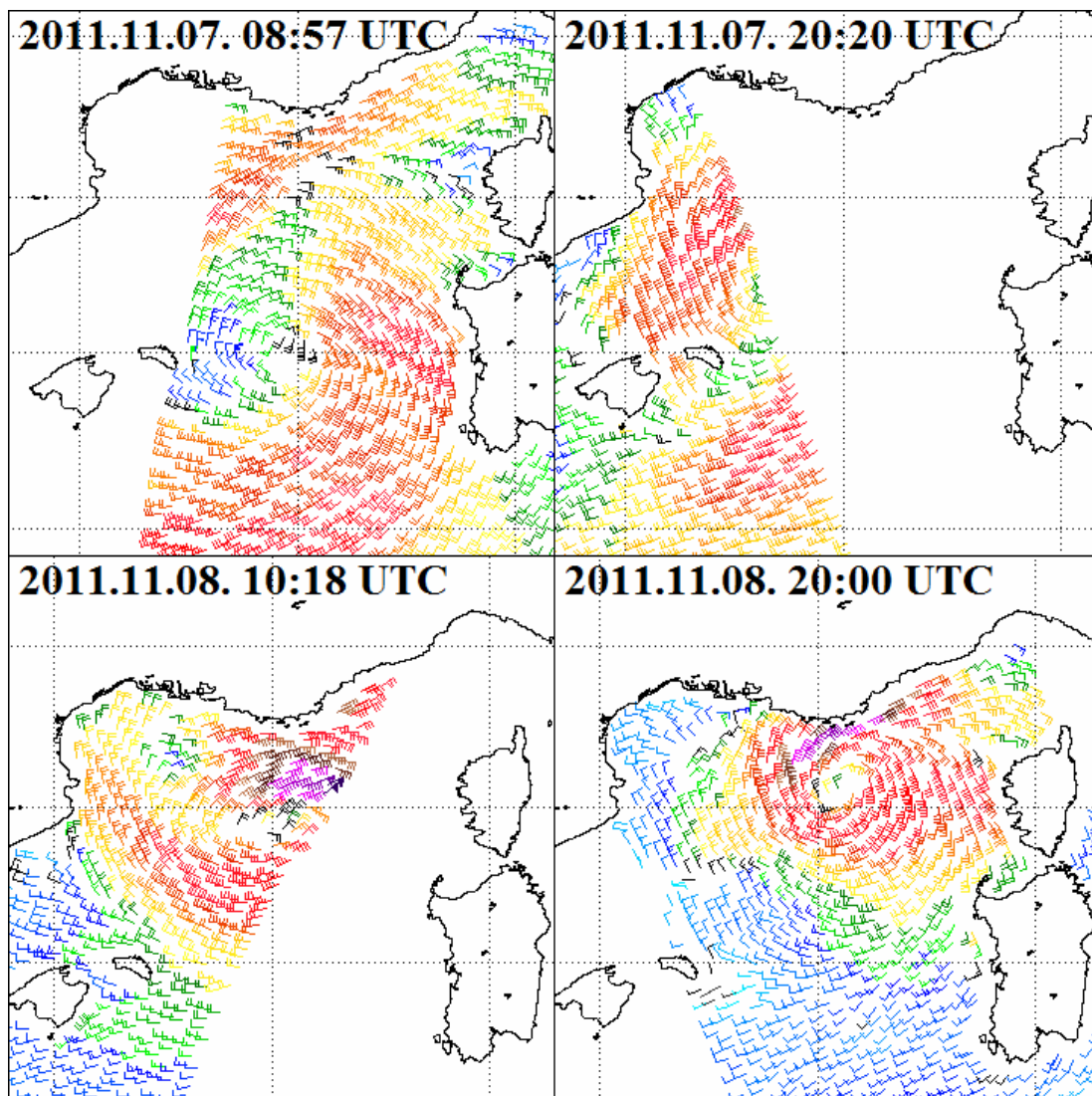


31. ábra - A Rolf ciklonhoz kapcsolódó légnózásmérések 3 kiválasztott településen, illetve az UKMet becslése a központi légnózásmérésre [1 – Infoclimat / Ogimet], [10 – UKMet analízis]

A szélmérések tekintetében már sokkal hasznosabb adatok álltak rendelkezésre, elsősorban 8-án és 9-én, amikor Rolf a francia tengerpart közelében haladt végig. A ciklonnak már a mérsékelt övi szakaszában is előfordultak közepes-erős trópusi viharok megfelelő, 90-100 km/h közötti átlagos szélességeket Korkizán és Franciaország déli partvidékén, hurrikán erejű, 120-140 km/h-s széllesek mellett. 6-án, valamint 7-én reggel a Baleárszigeteken azonban már a trópusi vihar kategória alatt maradtak a legnagyobb szélességek is. Rolf 7-én napközben kezdett újra erősödni, a délutáni órákban a francia partokon ismét előfordult trópusi vihar erejű átlagszél. A szárazföldi mérések alapján a ciklon körülbelül 1 nappal később, 8-án este érte el legnagyobb erősségét. 18:00 UTC-kor *Ramatuelle – Cap Camarat* településen 104 km/h-s átlagszelet mértek 133 km/h-s lökessel, míg 21:00 UTC-kor *Ile du Levant* szigeten a széllesek elérte a 148 km/h-t, a legerősebb átlagszél pedig 2 órával korábban a 96 km/h-t. A ciklon gyengülésével a következő órákban a szél is alábbhagyott. 9-én a déli órákban viszont annak ellenére, hogy a NOAA műholdas becslése már csak trópusi depresszióként számította a ciklont, illetve a műholdas szélmérések is annak mutatták, *La Ciotat* településen 10:00 UTC-kor egy néhány órás szélerősödés csúcsaként 93 km/h-s átlagszelet és 122 km/h-s széllesekét mértek. A partot éréskor azonban már nem fordult elő trópusi vihar erősségű átlagszél, a maximum 52 km/h volt *Martigues – Cap Couronne* településen. A széllesek ugyanakkor még elérte a 82 km/h-t.

Rolf legmarkánsabb meteorológiai eleme a szél mellett a csapadék volt. Már a mérsékelt övi szakaszában is intenzív zivatarok fordultak elő a hidegfrontja mentén, illetve annak környezetében, melyek 3-a és 6-a között Olaszországban és Franciaországban több helyen 100-200 mm, sőt a hegyvidékeken helyenként 300-500 mm csapadékot okoztak. A szubtrópusi és trópusi szakaszban, 7-e és 9-e között pedig az érintett francia partvidéken szintén 50-200 mm csapadék hullott. Ebben az időszakban *Ile du Levant*-on regisztrálták a legnagyobb, 178,4 mm-es csapadékösszeget, míg a ciklonhoz kapcsolódóan a teljes 7 nap alatt (3-ától 9-éig) a hegyvidéki *Mont Aigoual* településen esett a legtöbb, 447,1 mm eső a vizsgált állomások közül. A kiadós esőzések több helyvidéki településen villámárvizet idéztek elő, melyek áldozatokat is követeltek. A ciklonhoz kapcsolódó 4-5 m magas hullámok pedig a partvidékeken okoztak kisebb helyi elöntéseket.

Rolf esetében rendkívül hasznosak voltak továbbá a műholdas (ASCAT-A) szélmérések. Ezek nem csak a ciklon erősségét, de strukturális változását is jól mutatták. 7-én reggelig még frontális jellege volt a szélmezőnek, noha a szélirányok a központ körül már meglehetősen körszimmetrikus eloszlásúak voltak. Az esti órákban csak a ciklon nyugati felét érintette a mérés, de ez alapján is látszott, hogy a szélmező szimmetrikusabb lett, már a ciklon északnyugati, nyugati oldalán is megjelentek a nagyobb szélesebségek a központ közvetlen közelében. A 8-ai mérések már határozott trópusi jelleget mutattak. Egyrészt ekkorra visszaerősödött a szél, másrészt a trópusi vihar erősségű szelek zónája (amit a barna, lila szálzászlók jeleznek) az előző naphoz később még jobban a központ köré koncentráldott, miközben a cikloncentrumban egy gyengén szeles terület jelent meg. A mérések a szárazföldi adatokkal megegyezően mutatták, hogy Rolf északi oldalán a legerősebb szél 80-100 km/h között alakult. A délelőtti mérésen látható, hogy a szélmező szerkezete kissé oválisabb lett, mely annak volt köszönhető, hogy kissé korábban a ciklon keleti oldalán jelentős zivatarképződés indult meg, mely egyrészt megnövelte a szélesebséget az északkeleti oldalon, másrészt pedig kissé deformálta a Rolf cirkulációját. Estére azonban visszatért a körszimmetrikus struktúra (32. ábra).

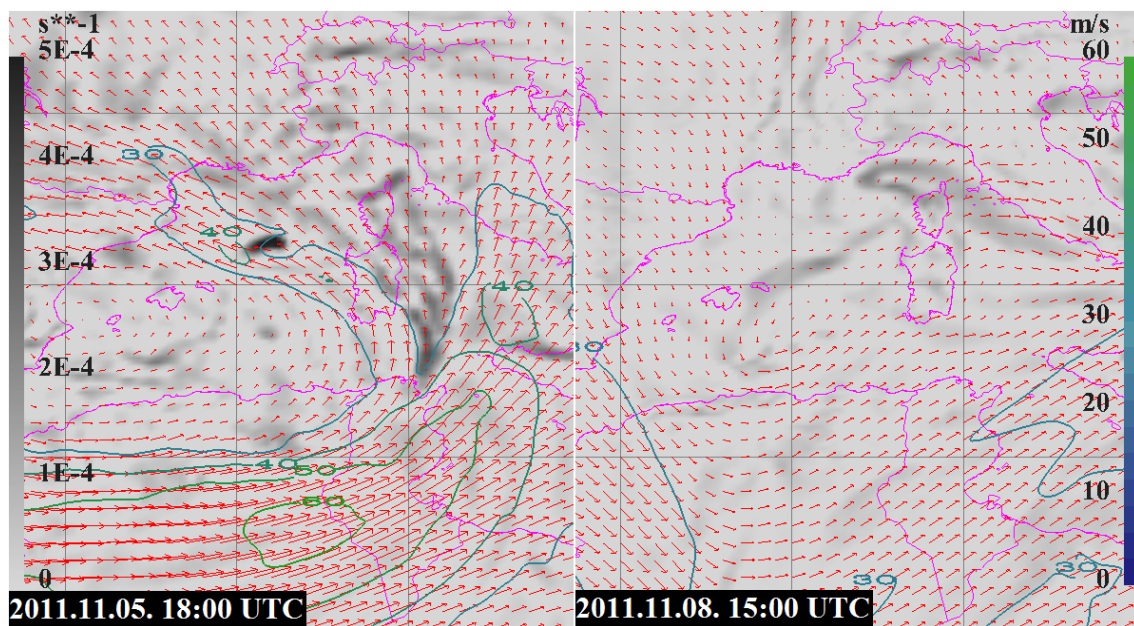


32. ábra - A Rolf ciklonhoz kapcsolódó műholdas szélmerések (a METOP ASCAT-A mérései alapján) [4 – NOAA NESDIS]

6.3. A Rolf ciklon elemzése ECMWF reanalízis adatok alapján

6.3.1. 300 hPa-os divergencia, szélirány és szélsébség

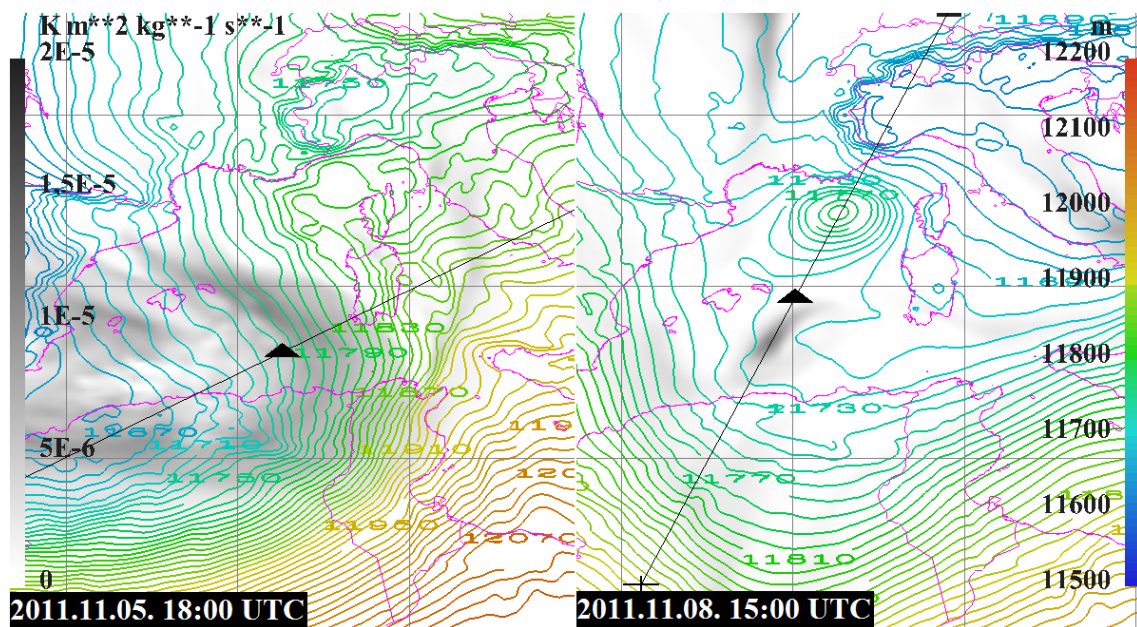
Rolf-hoz kezdetben egy határozott magassági teknő kapcsolódott, melyet erős futóáramlás kísért. A jet-mag a teknő déli oldalán, Észak-Afrika felett helyezkedett el, 60 m/s feletti maximummal. Ennek bal kilépő zónája 4-én és 5-én már önmagában is jelentős divergenciát okozott a Földközi-tenger nyugati medencéje felett. Ezt viszont tovább erősítette, hogy maga az áramlás is divergens volt, mivel a jet vége kettévált, és az egyik fele Dél-Franciaország és Észak-Spanyolország, míg a másik Olaszország felé kanyarodott. Ennek hozományaként a teknő 5-én fokozatosan egy önálló, nagy kiterjedésű magassági ciklonná alakult át. 6-án az ehhez kapcsolódó jet stream fokozatosan gyengülni kezdett, és ezzel együtt maga a magassági ciklon is elvesztette határozott áramlási jellegét, majd több kisebb ciklonális örvényre, hidegcseppre bomlott fel, melyek a fő ciklon peremén helyezkedtek el. Ezek közül a leghatározottabb kezdetben az volt, amely Olaszország felett fejlődött ki, és Svájcra keresztül 7-én Franciaország fölé helyeződött, majd ezután egy Algéria felett kialakuló, és 8-án Korzikán keresztül Olaszország felé elvonuló példány bizonyult a legerősebbnek. Emellett Spanyolország keleti része és a Baleár-szigetek környékén is volt még egy harmadik, gyengébb magassági örvény. Ezek 7-én és 8-án együttesen jelentős divergenciát okoztak éppen Rolf felett, miközben a térégben jelentős magassági szél már nem volt analizálható (33. ábra).



33. ábra - 300 hPa-os szélmező (m/s, nyilak és színes vonalak), valamint 300 hPa-os divergencia (1/s, szürke árnyalatok) a Rolf ciklon környezetében a jelzett időpontokban

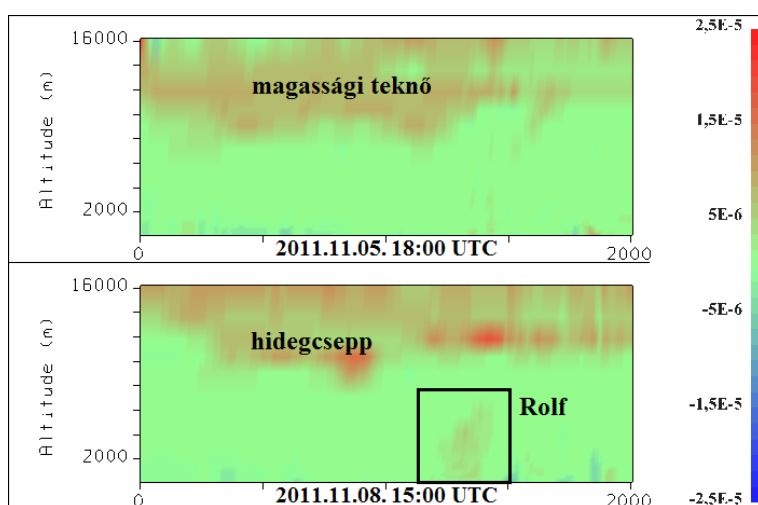
6.3.2. 200-1000 hPa-os rétegvastagság és 300 hPa-os potenciális örvényesség

A 200-1000 hPa-os rétegvastagság, illetve a 300 hPa-os potenciális örvényesség szintén jól visszaadta a ciklon kapcsán bekövetkező változásokat. 5-éig jól meghatározott volt a magassági teknő, alacsony rétegvastagság-értékekkel és viszonylag nagy mértékű, kiterjedt potenciális örvényességi mezővel. Különösen a hidegfront környezetében pedig jelentős rétegvastagság-gradiens volt megfigyelhető. 6-án megtörtént a ciklon okklúziója, mely már eleve meleg magvúként alakult ki, de ez még nem volt erős. Ezzel együtt az előző szakaszban említett, a magassági ciklonban bekövetkezett változások okán megkezdődött a potenciális örvényességi mező feldarabolódása is. Ennek köszönhetően 7-étől a magassági PV-anómália maximumai már egyértelműen a Rolf körüli kisebb hidegcseppekhez kapcsolódtak, a ciklon felett 300 hPa-on minimálisra csökkent a potenciális örvényesség. Ezzel együtt pedig a meleg mag is egyre határozottabb lett, mely 8-án érte el legnagyobb erősségét. Akkor a 10 m-enkénti skálán 7-8 zárt rétegvastagság görbe volt megfigyelhető, és a meleg mag Qendresa-val szemben nagyobb kiterjedésű is volt. 9-én a ciklon gyengülésével a meleg mag erőssége is csökkent, bár legalább 1 zárt görbe egészen a partot érésig, 15 UTC-ig megmaradt (34. ábra).



34. ábra - 200-1000 hPa-os rétegvastagság (m, színes vonalak), valamint 300 hPa-os potenciális örvényesség (Km^2/kg s, szürke árnyalatok) a Rolf ciklon környezetében a jelzett időpontokban

Az előző ábrán megjelölt vonalak mentén vizsgálva a potenciális örvényesség vertikális metszetei szintén jól mutatták a mérsékelt övi és trópusi állapot közti különbséget. Az 5-ei kivágaton a teknő mentén (a metszet bal oldalán) jól látható volt a felsőlégréből a légré középső részéig is lenyúló, nagy kiterjedésű pozitív örvényességi anomália, alacsonyszinten ugyanakkor nem volt megfigyelhető potenciális örvényesség. Ezzel szemben 8-án a magassági PV-anomália visszahúzódott a troposzféra legfelső területére, annál kissé alacsonyabbra csak a metszeten Rolf-tól balra létható kis hidegcsepp mentén nyúlt le. Rolf-hoz kapcsolódva ugyanakkor közepes erősségű, de jól meghatározott pozitív PV-anomália jelent meg alacsony- és középszinten, mely nem volt összekapcsolódva a magassági PV mezővel (35. ábra).

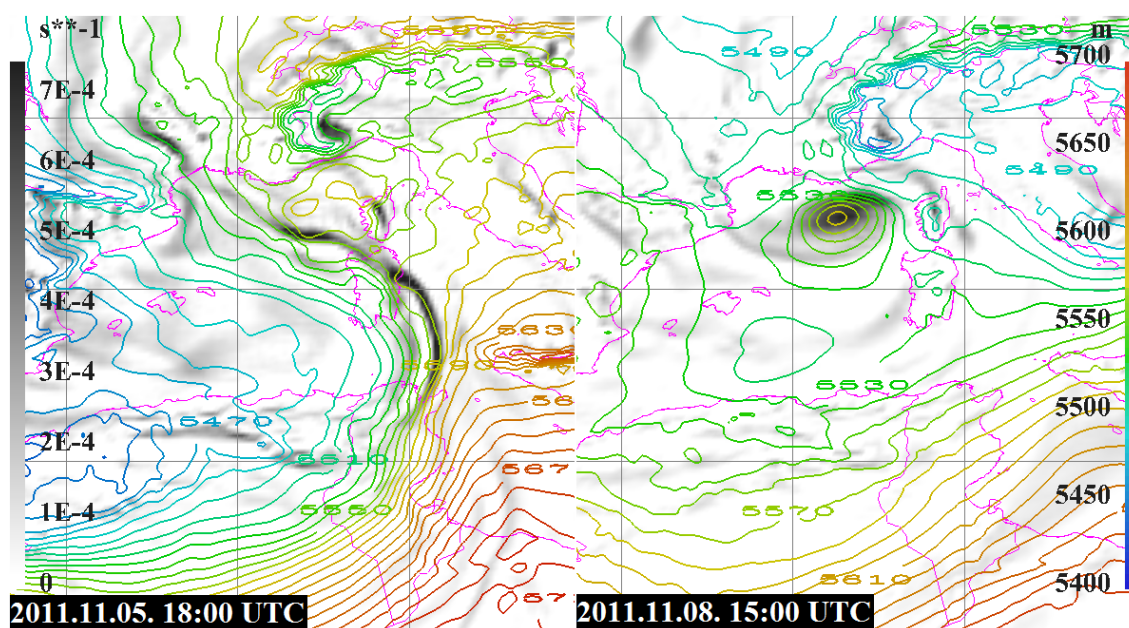


35. ábra - A potenciális örvényesség vertikális metszetei a Rolf ciklon környezetében a jelzett időpontokban (Km^2/kgs egységben, ahol $10^{-6} Km^2/kgs = 1 PVU$)

6.3.3. 500-1000 hPa-os rétegvastagság és 850 hPa-os relatív örvényesség

Szintén markáns különbségek mutatkoztak meg az alsó troposzféra rétegvastagságát és a 850 hPa-os relatív örvényességet vizsgálva is. A kezdeti időszakban az erős hidegfrontot itt is jól kijelölte a jelentős rétegvastagság gradiens, emellett pedig a front mentén egy hosszasan elnyúló vonalban erős örvényesség is jelen volt. Ez például 5-én teljesen egybevágott a korábban bemutatott magassági divergencia fő tengelyével, melyek együttesen hozzájárultak az igen intenzív zivatarok kialakulásához. A ciklon okkludálódásával 6-án a központban is megjelent már egy kiterjedtebb és gyengébb örvényességi mező, itt gyenge, zárt meleg mag ugyanakkor csak 12 UTC-től volt látható. A meleg mag erősödése, illetve ezzel együtt az örvényességnek a ciklonközpontba való koncentrálódása és növekedése fokozatosan következett be, melynek csúcsa ebben az esetben is 8-án érkezett el. Ekkor 5-6 zárt rétegvastagsági görbe volt megfigyelhető a központ körül, és itt is viszonylag kiterjedtnek

mutatkozott a meleg mag. A korábbi frontális örvényességi mezők 7-én délelőtt teljesen feloszlottak Olaszország térségében, és 8-án a központi, erős örvényességi tömbhöz csak kisebb spirális karok kapcsolódtak. A ciklon gyengülésével 9-én a meleg mag itt is hasonlóan fokozatosan gyengült, mint az előző esetben, és egészen a partot érésig detektálható volt. A központban lévő örvényességi góc azonban délutánig még erős maradt, csak a partot érés után gyengült le jelentősen (36. ábra).

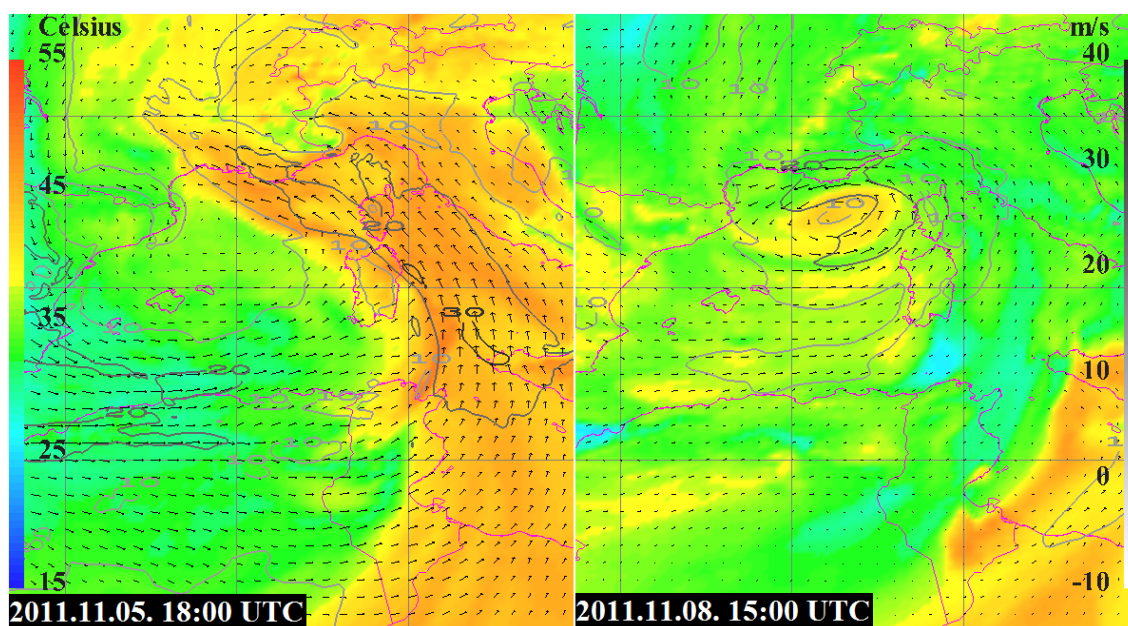


36. ábra - 500-1000 hPa-os rétegvastagság (m, színes vonalak), valamint 850 hPa-os relatív örvényesség (1/s, szürke árnyalatok) a Rolf ciklon környezetében a jelzett időpontokban

6.3.4. 850 hPa-os ekvivalens potenciális hőmérséklet, szélirány és szélesség

A 850 hPa-os ekvivalens potenciális hőmérséklet alapján a másik tényező, ami a ciklonhoz kezdetben kapcsolódó zivatarokat elősegítette, az az erős meleg nedves szállítószalag volt, mely Afrika felől húzódott fel a térségbe. A front mögött ugyanakkor viszonylag erős száraz, hideg szállítószalag is húzódott, így igen markáns volt az ekvipotenciális hőmérséklet gradiense is a front környezetében. A szélmező ekkor még tipikusan mérsékelt övi jellegű volt, aszimmetrikus eloszlással, az elő- és a hátoldalon egyaránt 20-30 m/s körüli szélmaximummal. Az okkludálódás után, 6-án a szélmező azonban már elkezdett szimmetrikusabbá válni, és ezzel együtt egyre közelebb került a legerősebb szél zónája a ciklonközpontjához. A meleg magvú záródás idején ezzel együtt a ciklon központjában már megjelent egy magasabb EPT értékekkel rendelkező terület. Ugyanakkor az erős MNSZ is megfigyelhető volt még, mely a hidegfront előtt egyre inkább az Adria fölé szorult ki, majd vé-

gül 7-én nagyrészt feloszlott. Egy kisebb maradványa Olaszországtól délre azonban mindvégig fennmaradt szinte stacionáriusan. 7-én a hidegadvekción is megszűnt a ciklon környezetben, és ezt követően Rolf körül lassan melegedő ekvipotenciális hőmérséklet volt jellemző. Eközben viszont a központi mag ekvivalens potenciális hőmérséklete is magasabb lett, 8-án a korábbi 35-40 °C-os értékekről 45-50 °C-ra nőtt. Ugyanerre az időre a központ körül egy meglehetősen szimmetrikus, koncentrált szélmező jött létre, a központban egy szélcsendesebb területtel. A ciklon egészen a partot érésig megőrizte ezt a struktúráját, folyamatosan csökkenő szélesség mellett (37. ábra).

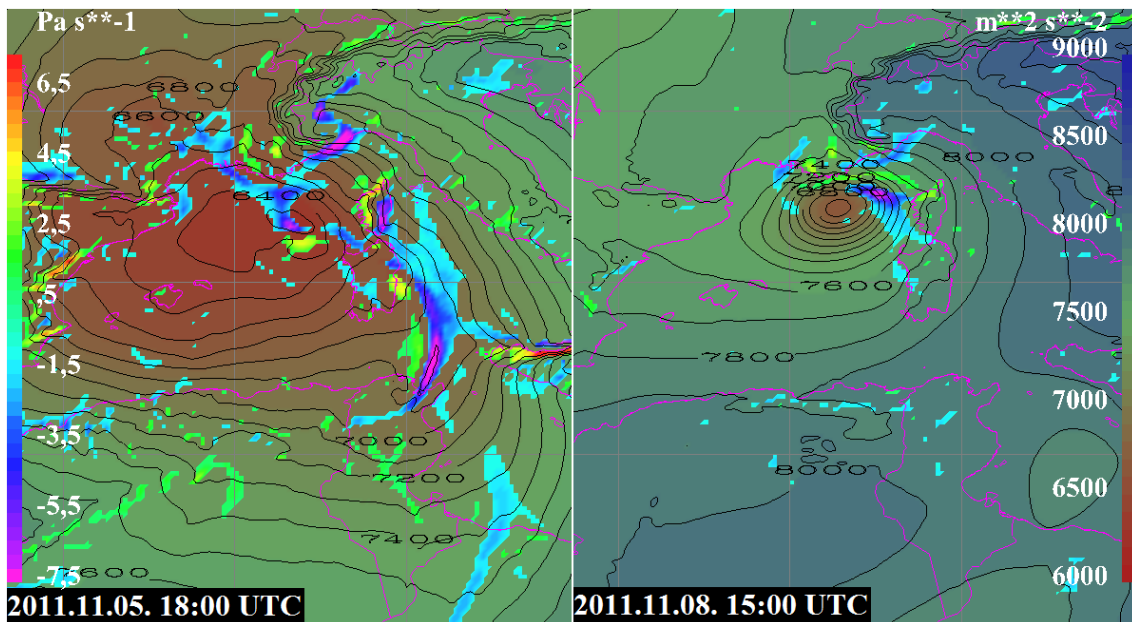


37. ábra - 850 hPa-os szélmező (m/s, nyilak és szürke vonalak), valamint 850 hPa-os ekvivalens potenciális hőmérséklet (°C, színezés) a Rolf ciklon környezetében a jelzett időpontokban

6.3.5. 925 hPa-os geopotenciál és 850 hPa-os vertikális sebesség

A geopotenciál és a vertikális áramlás segítségével is nagyszerűen végigkövethető volt Rolf átalakulása. Ahogy a nyomásadatok elemzésénél már szóba került, a ciklon a mérsékelt övi szakaszban nagy területen produkált viszonylag alacsony légnyomást. Ezt a geopotenciál mező is teljes mértékben visszaadta, hiszen 5-én estig a Földközi-tenger szintén teljes nyugati medencéjében $7000 \text{ m}^2/\text{s}^2$ alatt alakult az értéke. Emellett a frontális tektonok is jól analizálhatók voltak, a melegfronti Franciaországban, míg a hidegfronti a tengeren keresztül egészen Észak-Afrikáig végighúzódva. Utóbbi markáns feláramlás jellemezte egy hosszan elnyúló vonalban, mely 5-én volt a legerősebb, a korábban említett együttes kényszerhatások (erős magassági divergencia, magas 850 hPa-os örvényesség) révén. Nagyon markánsan megjelent továbbá a domborzat hatása is, mint például erős feláramlás a

Pireneusok északi felén, és erős leáramlás Szicília északi felén. Rolf okkludálódása után fokozatosan megemelkedtek benne a geopotenciál értékek, és a frontális feláramlási mezők is legyengültek, majd 7-én délelőttre fel is oszlottak. 7-én estétől, de különösen 8-án már közvetlenül a ciklon központja körül jelentek meg kisebb feláramlási karok, újból magas értékekkel, melyek a műholdképek alapján egybeestek a legerősebb zivatarok területével. Emellett 8-án a ciklon központjában ismét lecsökkent kissé a geopotenciál, a tágabb környezetében azonban folytatódott az emelkedés. Ennek következtében a minimum már sokkal kisebb területre terjedt ki, és körülötte jelentős gradiens jött létre szimmetrikus eloszlással. 9-én a partot éréig folyamatosan lecsökkent a feláramlás, a geopotenciál pedig megnőtt (38. ábra).

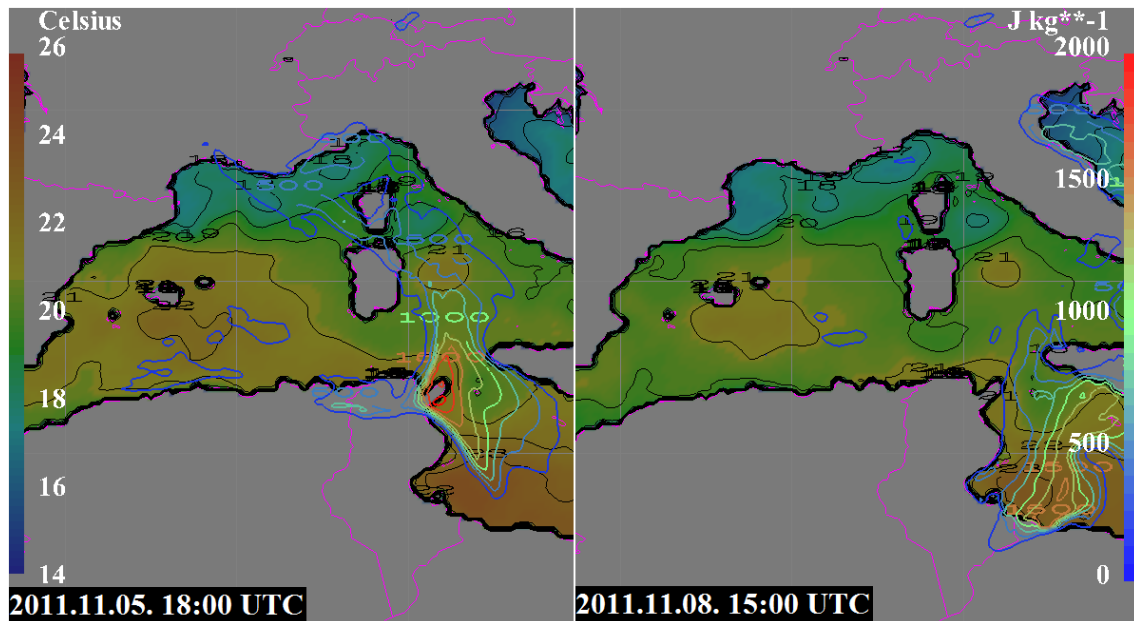


38. ábra - 925 hPa-os geopotenciál (m^2/s^2 , jobb oldali színskála és fekete vonalak), valamint 850 hPa-os vertikális sebesség (Pa/s , a bal oldali színskálának megfelelő színes területek a $-0,5$ és $+0,5 Pa/s$ közötti értékeket nem jelölve) a Rolf ciklon környezetében a jelzett időpontokban

6.3.6. Tengerfelszín-hőmérséklet és konvektív felhasználható potenciális energia (CAPE)

A Földközi-tenger vízfelszín-hőmérséklete Rolf mérsékelt övi időszakában még jellemzően $21-22\text{ }^\circ\text{C}$ körüli volt a nyugati medence nagy területén, kivéve a francia partvidéket, ahol már ekkor $20\text{ }^\circ\text{C}$ alatti volt a vízhőmérséklet. A ciklon tartósan egy helyben maradása okán a térség felett lévő sok felhő és a hullámozás hatására a következő napokban lassanként csökkent a vízhőmérséklet, de az átalakulási időszakban, 7-én Rolf még $21\text{ }^\circ\text{C}$ körüli hőmérsékletű víz felett tartózkodott. 8-án este azonban Franciaország közelében már csak $18\text{ }^\circ\text{C}$ volt a tenger hőmérséklete alatta, mely az egyik fő oka lehetett a gyors legyengülé-

sének. A mérsékelt övi szakaszban a hidegfront előtt közepes-erős labilitás volt jelen, a CAPE nagy területen elérte vagy meghaladta az 1000 J/kg-ot, sőt időnként kisebb területeken a 2000 J/kg-ot is elérte. A front mögött azonban markánsan lecsökkent az instabilitás, kivéve a korábban említett MNSZ maradványt, melynek területén 8-án és 9-én is magas maradt a CAPE értéke. A trópusi időszakban a ciklonközpontban ugyanakkor már csak 250-500 J/kg körüli labilitás volt jelen, mely alátámasztotta, hogy a jelenős konvekció trópusi jelleggel, a látens hő segítségével zajlott (39. ábra).



39. ábra - CAPE (J/kg, színes vonalak), valamint tengerfelszín-hőmérséklet (°C, színezés és fekete vonalak) a Rolf ciklon környezetében a jelzett időpontokban

7. Trópusi jellegű mediterrán ciklon

(Tünde, 2015.09.30. – 2015.10.02.)

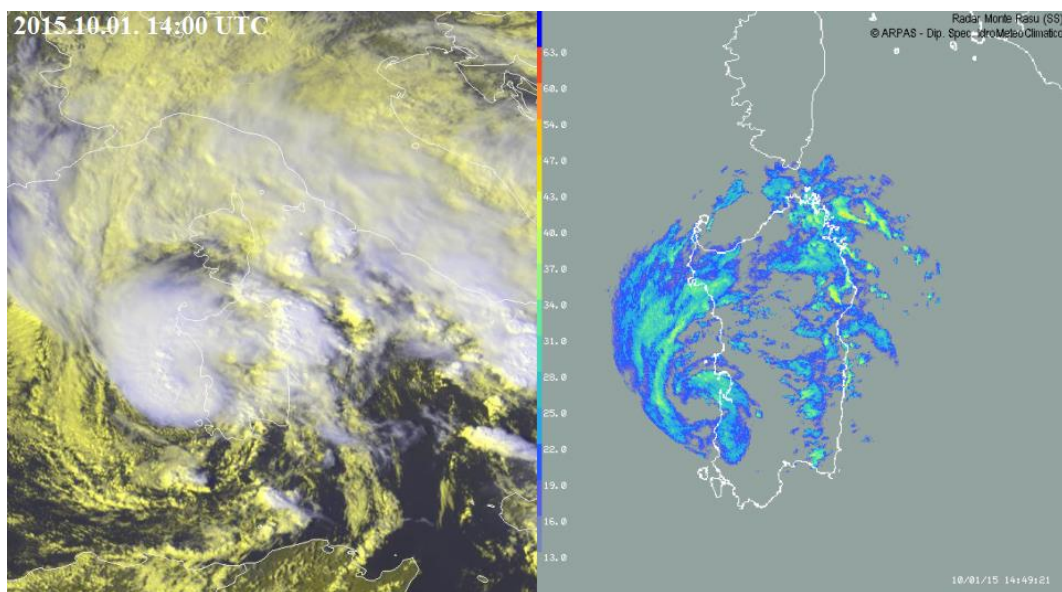
7.1. A Tünde ciklon általános leírása műholdas- és radarmérések alapján

A Tünde ciklonnak meglehetősen érdekesnek bizonyult a kifejlődési folyamata, mely egy, az Atlanti-óceán felől érkező magassági ciklonnal volt kapcsolatba hozható. A műholdképek alapján ez a ciklon szeptember 24-én részlegesen kapcsolatba került az óceánon az Ida trópusi viharral, és középmagas-, illetve magas szinten jelentős nedvességet szívott magába a trópusi ciklonból. A magassági ciklon a következő napokban kelet-északkelet felé mozgott el, míg Ida északnyugat felé indult meg. Emiatt a trópusi eredetű nedvesség-utánpótlás ugyan megszűnt, de a magassági ciklonhoz továbbra is jelentősebb felhőzet kapcsolódott, még a Szahara északnyugati része felett áthaladva is. A magassági hidegörvény környezetében szállítódó trópusi eredetű légtömegnek szerepe lehetett Tünde kialakulásában és további életében. A mediterrán ciklon kifejlődése ugyanis nem a hagyományos módon, a tenger fölé betörő hideg levegő, hanem a tenger fölé helyeződő meleg, nedves levegő és a hidegörvény kölcsönhatása révén zajlott le. Ennek következtében a kezdetekkor sem kapcsolódtak hozzá jól meghatározható frontok, a központjában viszont egy igen nagy kiterjedésű, jól szervezett és hosszú életű zivatarrendszer keletkezett (40. ábra).



40. ábra - A Tünde ciklon szeptember 30-án 07:00 UTC-kor, amint egy jól fejlett, a trópusi ciklonokra emlékeztető zivatar tömb alakult ki a központjában [7 – Sat24.com]

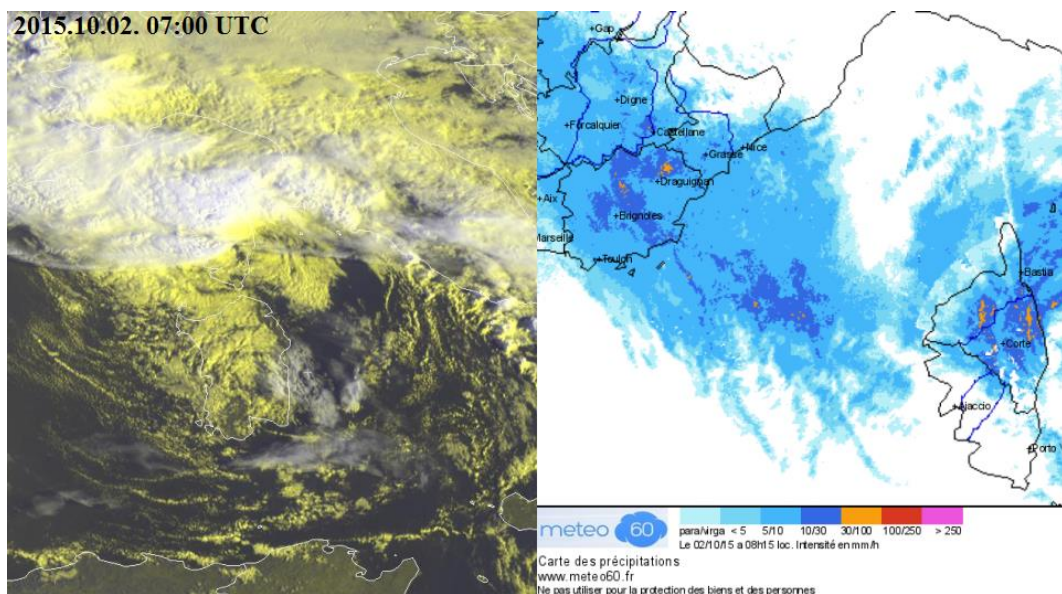
Az éjszakai órákban Tünde kettős szerkezetet vett föl, mely kissé hasonlított a szubtrópusi ciklonokra jellemző struktúrára: a keleti oldalán kialakult egy hidegfront-szerű felhőkar zivatarokkal, bár határozott hidegadvекció a mérések alapján nem jelent meg, így ez valószínűsíthetően csak egy egyszerű konvergencia-vonal lehetett. A ciklon központjában pedig továbbra is szervezett zivatarkepződés zajlott. A kezdeti nagy kiterjedésű zivartartömb estére ugyan gyengült, de a friss zivatarok a ciklon erősödésével spirálisan körbevették a centrumot, mely nem csak a műholdképen, hanem a radarképeken is megfigyelhető volt. Október 1-jére virradóan Tünde már egy újabb, az Alpok felől Franciaország déli része felé helyeződő hidegcseppel került kölcsönhatásba. Az ez által előidézett határozott pólus-irányú szétáramlás jellegzetes fátyolfelhőzete a műholdképeken is megfigyelhető volt a ciklon északnyugati oldalán. Így egy átmeneti gyengülést követően Tünde napközben ismét egyre erősebb és szervezettebb lett. Délutánra a határozott zivatarkepződés teljesen körbevette a központot, és rövid időre még egy szemszerű képződmény is kialakult, bár ez a radarképek alapján a partot érésig nem tudott teljesen zárttá alakulni (41. ábra). Mindeközben a ciklon keleti oldalán található korábbi zivataros csapadéksáv gyengült, és ekkorra már teljesen konvergencia-vonal jellegűvé vált.



41. ábra - A Tünde ciklon október 1-jén szardíniai partot érése előtt, amikor szemszerű képződményt alakított ki a központjában [5 – EUMETSAT], [11 – SardegnaArpa]

Tünde késő délután, negyed 6 körül partot ért Szardínián, *Guspini* közelében. A ciklon ezt követően néhány óráig még megtartotta szervezett struktúráját jól fejlett belső maggal és spirális csapadéksávokkal, bár a „szemfal” csapadékintenzitása kissé csökkent. A sziget keleti felén azonban a délkeleti áramlás torlasztó hatása miatt erős zivatargócsok voltak

jelen több órán keresztül, mind a partot érés előtt, mind utána. Este 10 óra után Tünde elhagyta Szardíniát, és a Tirrén-tenger felett északkelet, majd észak felé fordult. Itt már jóval kisebb területű volt a rendelkezésre álló víz, másrészt pedig a légköri feltételek is kedvezőtlenebbé váltak. Utóbbi annak volt köszönhető, hogy az időközben az Ibériai-félsziget fölé helyeződő, előzőleg említett magassági hidegcsepp délkelet felé egy nyúlványt fejlesztett, amely egyre erősebb magassági szelet, ez által pedig nagy szélnyírást idézett elő a ciklon környezetében. Mindezek ahhoz vezettek, hogy Tünde fokozatosan egyre szervezetlenebb lett, ennek ellenére viszont visszaerősödött. Ennek feltehetőleg az lehetett az oka, hogy a ciklon „beszorult” Korzika és Olaszország közé, így a nyomási gradiense egyre kisebb területre koncentráldott, illetve maga a partvonal alakja is elősegíthette a szélerősödést (erről bővebb elemzés olvasható a műholdas széladatoknál). A nagy szélnyírást mutatta, hogy 2-án reggel a megmaradt erősebb zivatartömbök felhőzete már a központtól északnyugatra, északra helyezkedett el (42. ábra). Ekkor Korzika keleti felén hullott igen jelentős csapadék, a hegyvidék itt is jelentős torlasztó hatást idézett elő. Napközben Korzika északi partját érintve végül teljesen elvesztette a szervezettségét a ciklon, majd a nap legvégére fel is oszlott.

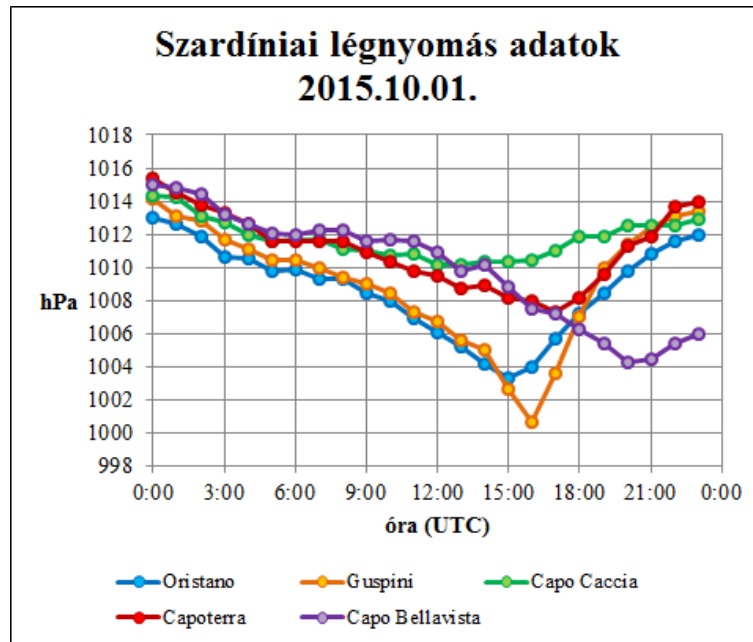


42. ábra - A Tünde ciklon október 2-án Korzika partjainál, már szervezetlenebbé válva [5 – EUMETSAT], [12 – Meteo60]

7.2. A Tünde ciklon áttekintése a hozzá kapcsolódó mért adatok alapján

Tünde erőssége jól becsülhető volt, mivel több szigetet is érintett útja során, így sok mérési adat állt rendelkezésre. Bár a ciklon 28-án és 29-én még nem alakult ki, a Földközi-tengeren előforduló zivatarokból néhol már ekkor is jelentős mennyiségű csapadék hullott. A 29-ei csapadékadatok ugyanakkor már részben Tündéhez köthetőek, hiszen 30-ára virradó éjszaka jött létre, és reggel 06:00 UTC-ig a kiterjedt zivatarrendszere már elérte a Baleár-szigeteket. 30-án a ciklonhoz kapcsolódva a középső és keleti szigeteken kiadós eső esett, a magasabban fekvő területeken 50 mm feletti csapadékösszegek is előfordultak. A légnyomás adatok ezen a napon jól mutatták a ciklon erősödését. A nap első felében még 1010 hPa körüli értékeket mértek a szigeteken, de késő este a legkeletebbi szigeten fekvő *Menorca / Mehon* településen már 1006,5 hPa-ig süllyedt a nyomás. Szintén itt mértek először trópusi viharok megfelelő, 63 km/h feletti átlagos szélességet is. Nem sokkal éjfél után az átlagszél erőssége elérte a 74 km/h-t, amihez 115 km/h-s maximális szélökés társult.

Október 1-jén Tünde megközelítette Szardíniát, és bár a mérések alapján a szélerősség nem változott benne számottevően, a légnyomás tovább csökkent a központjában. A partot érés idején a központhoz legközelebbi, de nem közvetlenül a tengerparton fekvő településen, *Guspini*-ben a 10 perces adatok alapján 1000,2 hPa volt a legalacsonyabb érték 30-50 km/h-s átlagszél mellett. Így a ciklonközpontban a partot érés idején kevéssel 1000 hPa alatt lehetett a nyomásminimum. A ciklon trópusi jellegét jól mutatta, hogy a központi konvektív magban jelentős nyomási gradiens alakult ki, ugyanis az említett minimummal egy időben a Szardínia északi és déli részén fekvő állomások (*Capo Caccia, Capoterra*) 1008-1010 hPa-os légnyomást mértek, míg a *Guspini*-től nem messze fekvő *Oristano*-ban kevéssel 1004 hPa alá süllyedt a nyomás (43. ábra). Emellett a centrum áthaladását jellegzetes nyomási menet kísérte, illetve a szárazföld felett gyengült is a ciklon. Ezért a keleti részén fekvő *Capo Bellavista* településen, melynek közelében elhagyta Szardíniát, már csak 1004 hPa köré csökkent a légnyomás. A rendelkezésre álló mérések alapján az átlagszél értékek ezen a napon végig 75 km/h körül alakultak, a szélökések napközben azonban már nem érték el a 100 km/h-t.

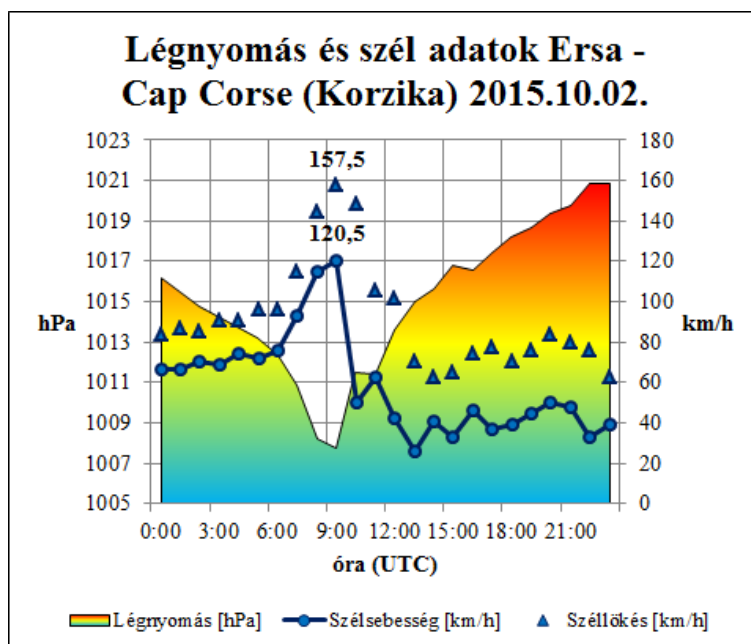


43. ábra - Néhány szardíniai település október 1-jei óránkénti légnyomás adata [1 – Infoclimat / Ogimet]

Tünde a Baleár-szigetek után kiadós csapadékot okozott Szardínián, illetve Korzikán is. Mivel a ciklon áramlási rendszerében délkelet felől nekinyomódott a páradús, labilis légtömeg a szigetek keleti, magasabban fekvő részének, az egymást követő intenzív zápor- esőkből és zivatarokból 1-jén egyes helyeken 100 mm feletti csapadékösszegek is előfordultak. Szardíniában *Olbia / Costa Smeralda* településen, ahol több heves csapadékgóc is áthaladt, összesen 161 mm csapadék hullott. Itt lett a legnagyobb a ciklon teljes időtartama, vagyis 5 nap alatt lehullott csapadékösszeg is, melynek értéke 226,3 mm volt. Korzikában pedig *Piedigriggio* produkálta a legtöbb, 152 mm csapadékot 1-jén, és e település 5 napos összege szintén átlépte a 200 mm-t.

Tünde 2-ai szervezetlenebbé válásával együtt jelentősen lecsökkent a hozzá kapcsolódó csapadéktevékenység is, bár Korzikán még előfordultak nagyobb esőzések. A nap első felében azonban egy jelentősebb szélerősödést produkált a ciklon, mely Korzika északkeleti felén volt a leghatározottabb. Délelőtt 11 órakor *Cap Corse* meteorológiai állomásán, mely egy kisebb sziklaíven fekszik közvetlenül a szigettől északra, 121 km/h-s átlagszelet mértek 158 km/h-s széllelkéssel. Ez az átlagszél érték már elérte a Saffir-Simpson hurrikánskála szerinti 1-es erősségű hurrikán kategória alsó határát, bár mivel igen lokálisan lépett fel, amit a helyi domborzati viszonyok feltehetőleg nagyban befolyásoltak, maga a ciklon inkább erős trópusi vihar volt megfelelő ekkor. Ezt alátámasztotta az is, hogy a ciklon központjában nem süllyedt vissza a légnyomás Szardíniát elhagyva, mindvégig

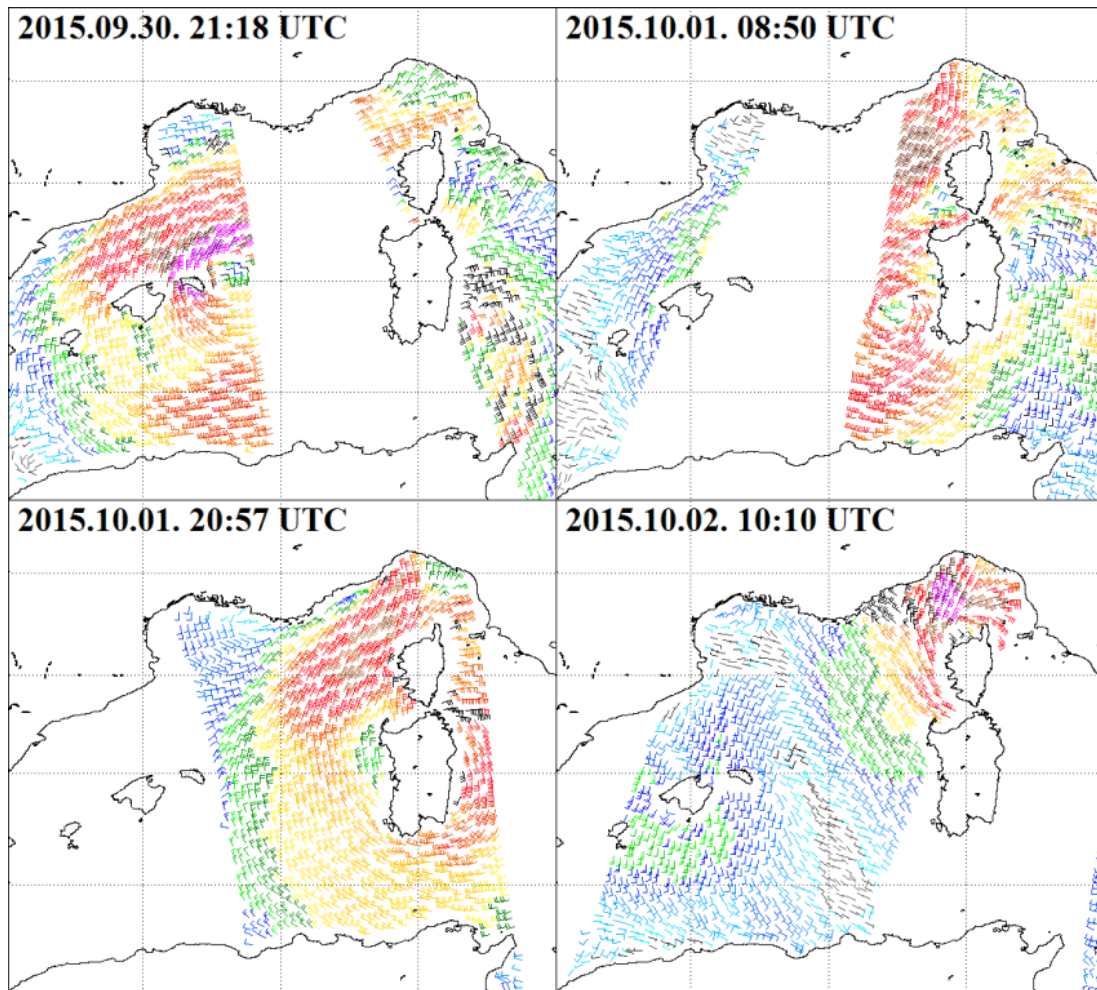
1003-1004 hPa körül maradt. Tünde további gyengülésével kora délutánra gyorsan veszített erejéből a szél, míg a légnyomás az esti órákra jelentősen megemelkedett (44. ábra).



44. ábra - A korzikai Cap Corse október 2-ai szél és légnyomás adatai [1 – Infoclimat / Ogimet]

A ciklonhoz kapcsolódó szélereősséget, valamint a szélmező térbeli eloszlását jól reprezentálták a tenger feletti műholdas (ASCAT-A, ASCAT-B) mérések (45. ábra). 30-án délelőtt a szélmező még viszonylag szétagolt és kissé frontális jellegű volt, ugyanakkor a cikloncentrumban már megmutatkozott egy kevésbé szeles terület (ez az időpont még nem szerepel az ábrán). Az esti órákra Tünde erősödésével és szervezettebbé válásával a szélmező is egyre inkább trópusi jellegű lett. A maximális szélereősségek ekkorra a ciklon északnyugati oldalára korlátozódtak, a központi kevésbé szeles terület közelébe. A Menorca / Mehon településen mért értékekkel egybehangzóan a műhold is 75-85 km/h-s szélereősségeket mért ekkor a Baleár-szigetek keleti részén (lila szélzászlók). Másnap délelőttre a ciklon kissé legyengült, a központ közelében alig fordultak elő trópusi viharok megfelelő szélereősségek. Itt jól megfigyelhető volt ugyanakkor a korábban említett földrajzi hatás, mely a szelet befolyásolta. Azoknál a partvonalaknál, melyek íveltsége megegyezik a ciklonokban lévő áramlási iránytal, gyakran felerősödik a szél, mivel maga a földrajzi kényszer is ciklonális áramlást generál (ez a folyamat hasonlóképp jellemző a trópusi ciklonok esetében pl. a Mexikói-öböl déli részén). Ez pedig még jelentősebb tud lenni akkor, ha a partok közelében a parttal közel párhuzamos hegység is húzódik, mint jelen helyzetben az Apenninek, az Alpok, valamint Korzika és Szardínia észak-déli irányú hegyvonulata. A Tünde ciklon esetében 1-jén az Olaszország és Korzika/Szardínia között megjelenő másod-

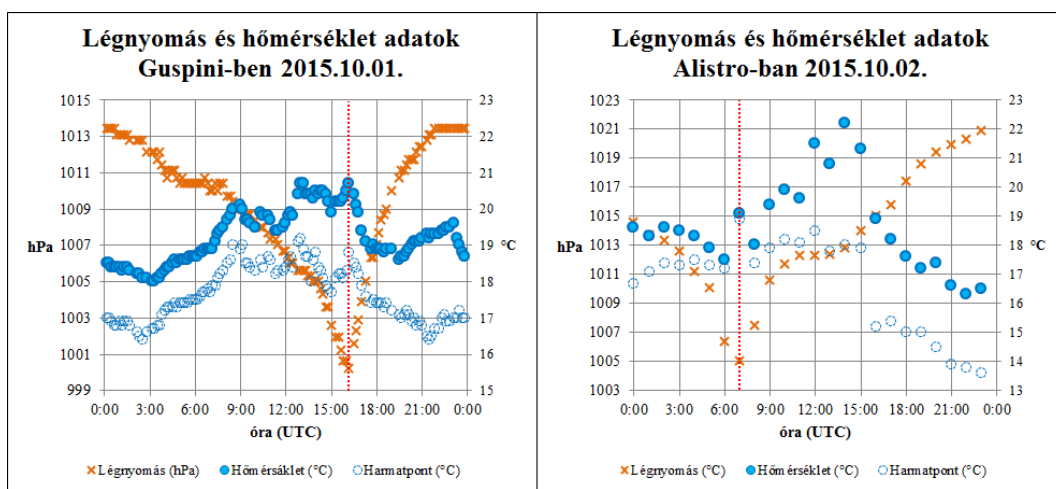
lagos ciklonális örvény testesítette meg ezt a jelenséget, illetve ennek volt köszönhető az is, hogy a legerősebb szél a Franciaország és Korzika közti tengersizorban lépett fel. A partot érést követő átmeneti, esti gyengülést követően pedig újból ezek a földrajzi hatások segítették elő, hogy a ciklon 2-án délelőttre jelentősen visszaerősödjön. Ekkorra maga a szélmező is jelentősen összeszűkült és még szimmetrikusabb lett, szinte teljes mértékben a Ligur-tengerre koncentrált a jelentősebb szél.



45. ábra - A Tünte ciklonhoz kapcsolódó műholdas szélmerések (a METOP ASCAT-A/-B mérései alapján) [4 – NOAA NESDIS]

A mérések alapján vizsgálható volt a ciklon meleg magja is a partot éréshez legközelebb eső településeken (46. ábra). Guspini-n Tünte központjának átvonulásakor körülbelül 1-1,5 °C-kal emelkedett meg a hőmérséklet és a harmatpont. Ugyanakkor már kissé korábban, délután is előfordultak hasonló értékek, mely arra utalt, hogy a ciklon nem rendelkezett erős meleg maggal. A központ átvonulása után a hőmérséklet hirtelen közel 2 °C-ot csökkent, de a későbbiekben már nem volt további lehülés, sőt kissé vissza is melegedett a levegő. Ez mutatta, hogy a ciklon mögött nem lépett fel szervezett, nagytérségű

hidegadvekción. Ezt a későbbiekben sem lehetett megfigyelni, ugyanakkor a meleg mag sem vált erősebbé. A korzikai partot érés közelében, *Alistro* településen is 1-1,5 °C-os hőmérséklet- és harmatpont-emelkedés, majd csökkenés volt a cikloncentrum áthaladását kísérően, bár itt csak 1 óránkénti adatok álltak rendelkezésre, így nem zárható ki, hogy a köztes időben előfordult kissé nagyobb különbség is. Délután a ciklon elvonultát követően a napsütés hatására 21-22 °C-ig melegedett fel a levegő itt és a térségben is. Ez megegyezett az előző – napsütéses – napok maximumaival, mely szintén alátámasztotta, hogy nem következett be lehűlés a ciklon mögött.



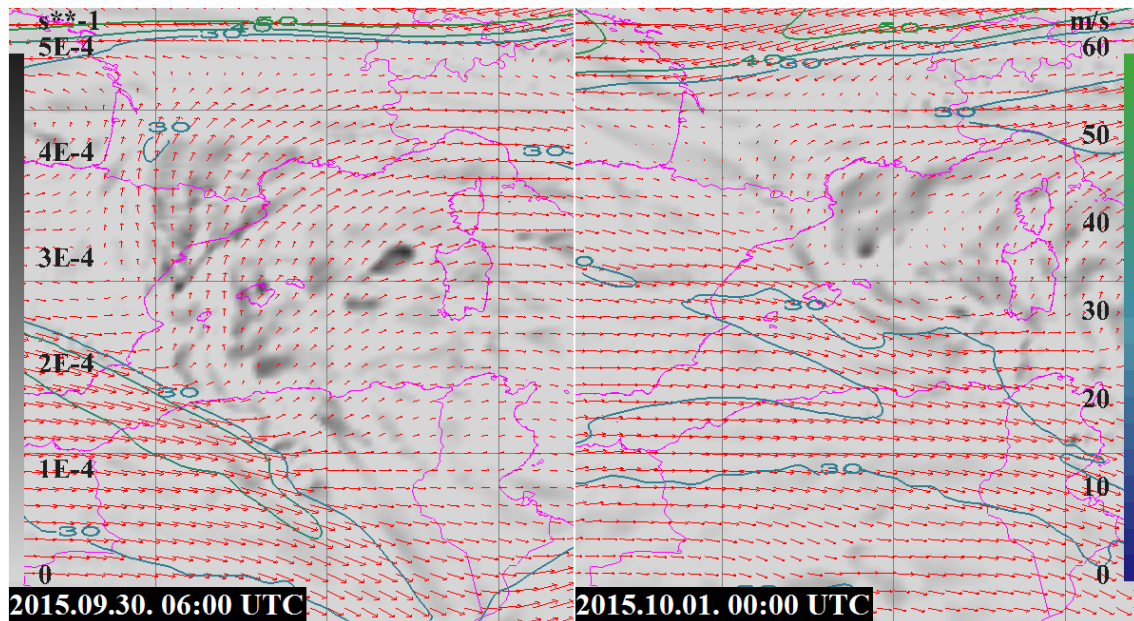
46. ábra - Hőmérséklet, harmatpont és légnyomás adatok Guspini-ben (2015.10.01.) és Alistro-ban (2015.10.02.) - a piros szaggatott vonal jelöli a ciklonközpont áthaladásának időpontját [1 – Infoclimat / Ogimet]

7.3. A Tünde ciklon elemzése ECMWF reanalízis adatok alapján

7.3.1. 300 hPa-os divergencia, szélirány és szélsébség

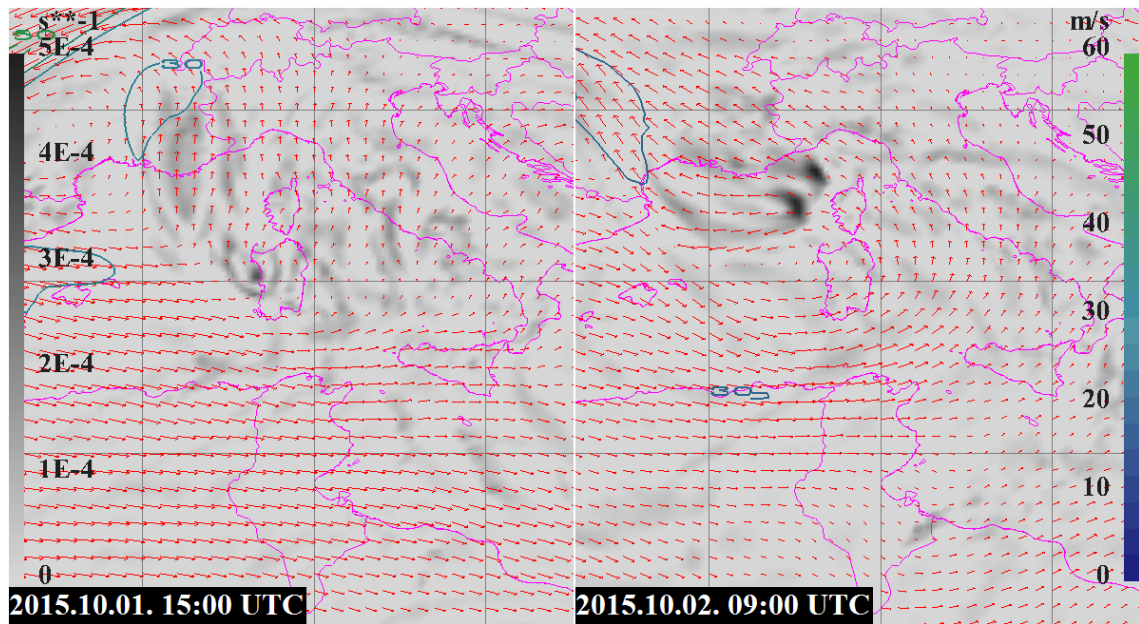
Tünde szinoptikus alaphelyzete a viszonylag ritkán fennálló Rex-blocking volt. Ebben a Brit-szigetek felett egy magassági anticiklon helyezkedett el, melynek déli oldalán a magassági futóáramlás Közép-Európában a szokásos nyugat-keleties iránnyal ellentétben keletről nyugatra haladt, és csak Észak-Afrika felett fordult vissza keletre. A közép-európai keleti irányú szélmezőtől délre két magassági hidegcsepp helyezkedett el, egy az Ibériai-félszigettől északra, egy pedig a Kárpát-medence nyugati része felett, és mindkettő nyugat felé mozgott, a korábban említett magassági ciklon pedig az előbbibe olvadt bele. A Földközi-tenger nyugati medencéje fölé szeptember 30-án egy úgynevezett peremháborgás – kis horizontális kiterjedésű magassági teknő, melynek tengelyét az éles szélirányváltozás

jelölte ki – helyeződött, mely feltehetőleg segítette a ciklogenezist, mérsékelt övi jelleggel. Ennek a déli oldalán volt ugyanis a futóáramlás visszaforduló ága, melynek bal kilépő zónája a magasban erőteljes divergenciát idézett elő. A jet stream azonban gyorsan legyengült, így 1-jére virradó éjszaka már a keletről közeledő másik hidegcsepp hatására anticiklonálisra módosult áramlás okozott divergenciát (47. ábra).



47. ábra - 300 hPa-os szélmező (m/s, nyilak és színes vonalak), valamint 300 hPa-os divergencia (1/s, szürke árnyalatok) a Tünde ciklon környezetében a jelzett időpontokban

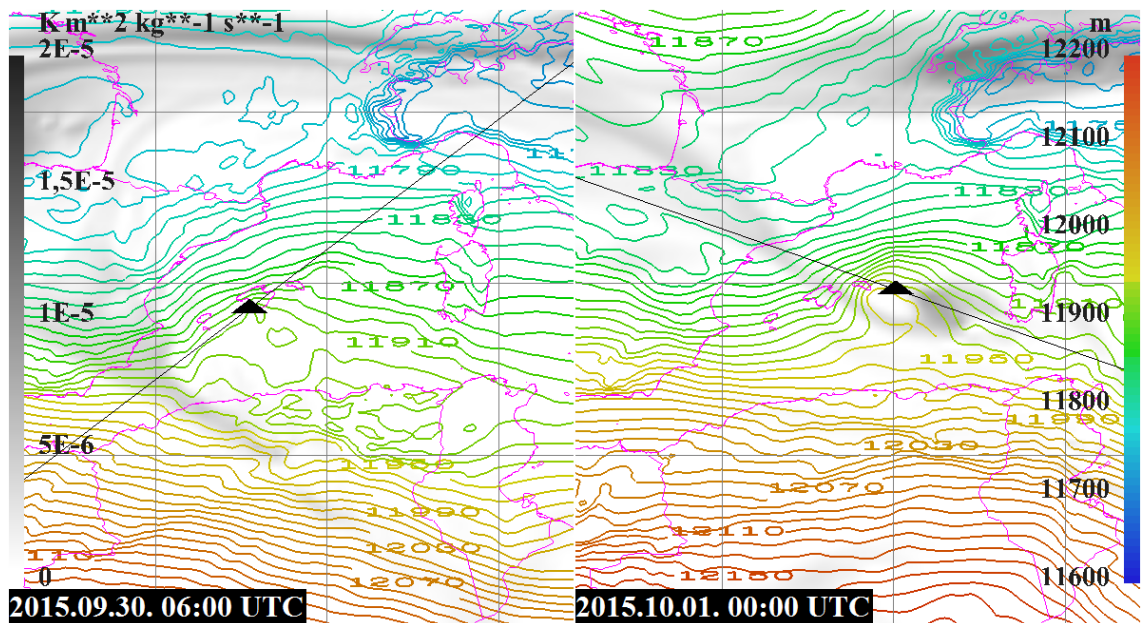
A futóáramlás 1-jén napközben teljesen legyengült, a peremháborgás maradványa ugyanakkor továbbra is a ciklon közelében maradt. A legjelentősebb hatást ekkor már egyértelműen az időközben Franciaország fölé helyeződő hidegcsepp váltotta ki. Ez ugyanis Tündétől északra, északnyugatra határozott magassági divergenciát generált, elősegítve ezzel a korábban említett pólusirányú szétáramlást, és ehhez kapcsolódva jellegzetes magasszintű felhőzet kialakulását (41. ábra). Másnapra azonban a fő hidegcsepről egy nyúlvány fűződött le Szardíniától nyugatra, mely a ciklonra is jelentős hatást gyakorolt. Így ugyanis, bár a divergencia még erősebb lett, a szélerősség is növekedett a magasban Tünde felett, ami jelentős szélnyírást idézett elő (48. ábra). Ez pedig megakadályozta, hogy a korábbihoz hasonló szervezett konvekció alakuljon ki.



48. ábra - 300 hPa-os szélmező (m/s, nyilak és színes vonalak), valamint 300 hPa-os divergencia (1/s, szürke árnyalatok) a Tünde ciklon környezetében a jelzett időpontokban

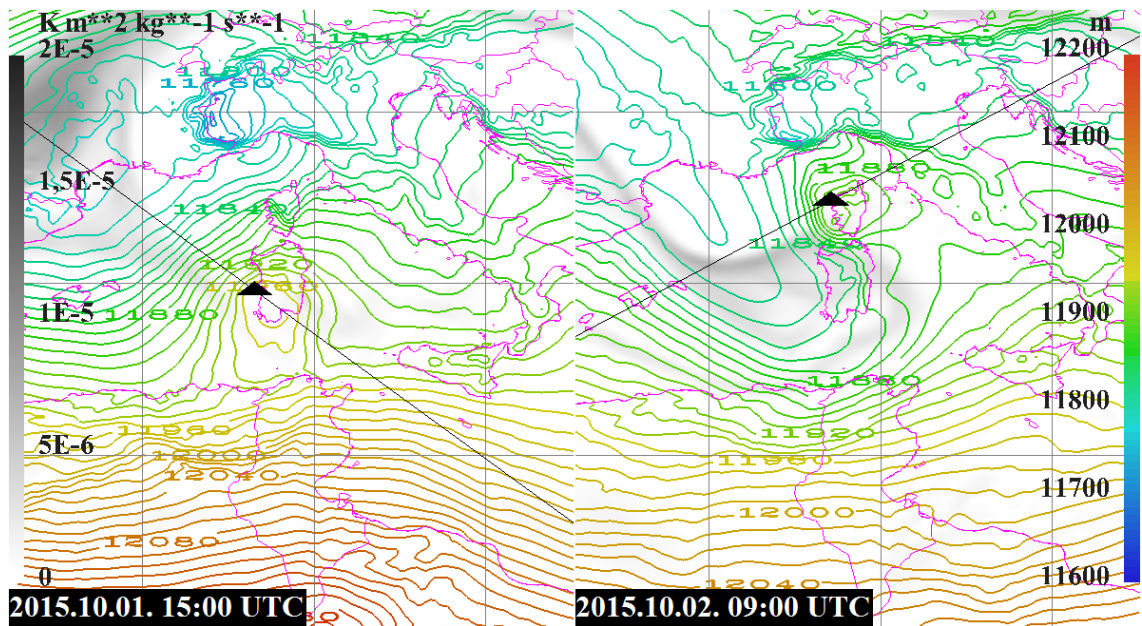
7.3.2. 200-1000 hPa-os rétegvastagság és 300 hPa-os potenciális örvénység

A teljes troposzférát lefedő rétegvastagság alapján eleinte nem látszott határozott meleg mag, ez csak körülbelül 1 nappal a ciklon kialakulása után, 1-jén 00 UTC-kor jelent meg. Mérsékelt övi jellegzetességeket sem lehetett ugyanakkor megfigyelni, mivel a két időpontot összehasonlítva látható, hogy a ciklon környezetében nem jelentkezett nagytérségű hidegadvekción, és kis mértékű melegadvekción is csak Észak-Afrika térségében jelent meg, még feltehetően a ciklon kialakulását is elősegítő meleg légtömeg maradványaként. Mindeközben a korábban említett peremháborgáshoz kapcsolódóan délnyugat felől egy határozott magassági potenciális örvénységi mező haladt át Tünde felett, melyről 1-jén éjjelre egy kisebb örvény is leszakadt a ciklontól keletre, de ez később le is gyengült (49. ábra).



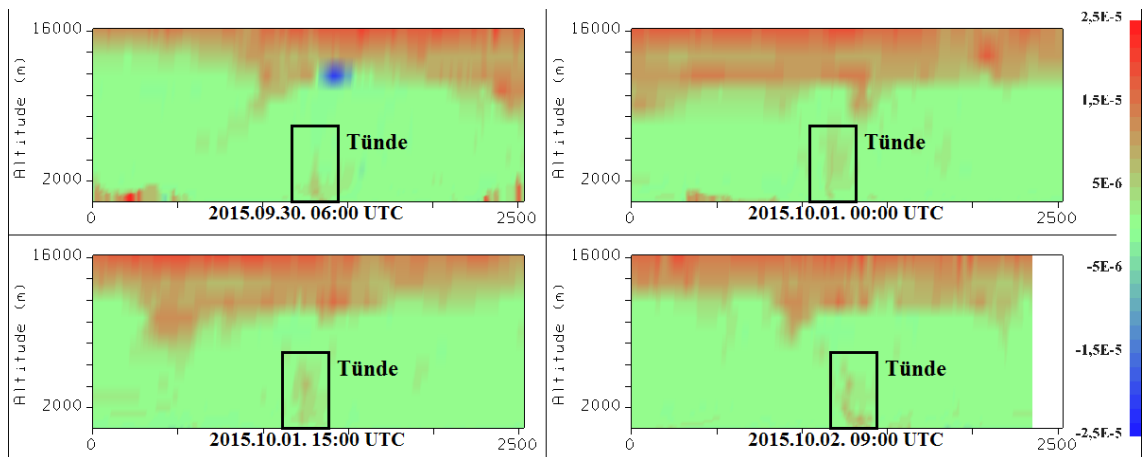
49. ábra - 200-1000 hPa-os rétegvastagság (m, színes vonalak), valamint 300 hPa-os potenciális örvényesség ($\text{Km}^2/\text{kg s}$, szürke árnyalatok) a Tünde ciklon környezetében a jelzett időpontokban

Ezt követően a ciklon felett már nem volt számottevő potenciális örvényesség 300 hPa-on. A Franciaország feletti magassági hidegcsepp kettészakadása ugyanakkor nagyszerűen megfigyelhető volt, hiszen a fő centrum és az ahhoz tartozó örvényességi maximum nyugat felé haladt tovább, míg ennek a Földközi-tenger felé lenyúló karján egy másodlagos maximum jelent meg az új hidegörvényhez kapcsolódva. Ez a PV mező azonban mindvégig a ciklontól délnyugatra helyezkedett el, felette továbbra sem volt számottevő potenciális örvényesség. A ciklonnak mindeközben tovább erősödött a meleg magja, 2-án 9 UTC-kor már 4 (10 m-enként ábrázolt) zárt rétegvastagság-görbével rendelkezett. A mag struktúrája azonban nem lett olyan szabályos szimmetrikus, mint ami Rolf és Qendresa esetében látható volt. Ezt követően a hidegcseppel kölcsönhatásba kerülve gyorsan legyengült a meleg mag, bár egy kisebb maradványa egészen a ciklon feloszlásáig megfigyelhető volt. A hidegcsepp viszont már határozottabb hidegadvekción idézett elő a ciklon nyugati oldalán (50. ábra).



50. ábra - 200-1000 hPa-os rétegvastagság (m, színes vonalak), valamint 300 hPa-os potenciális örvényesség (Km^2/kgs , szürke árnyalatok) a Tünde ciklon környezetében a jelzett időpontokban

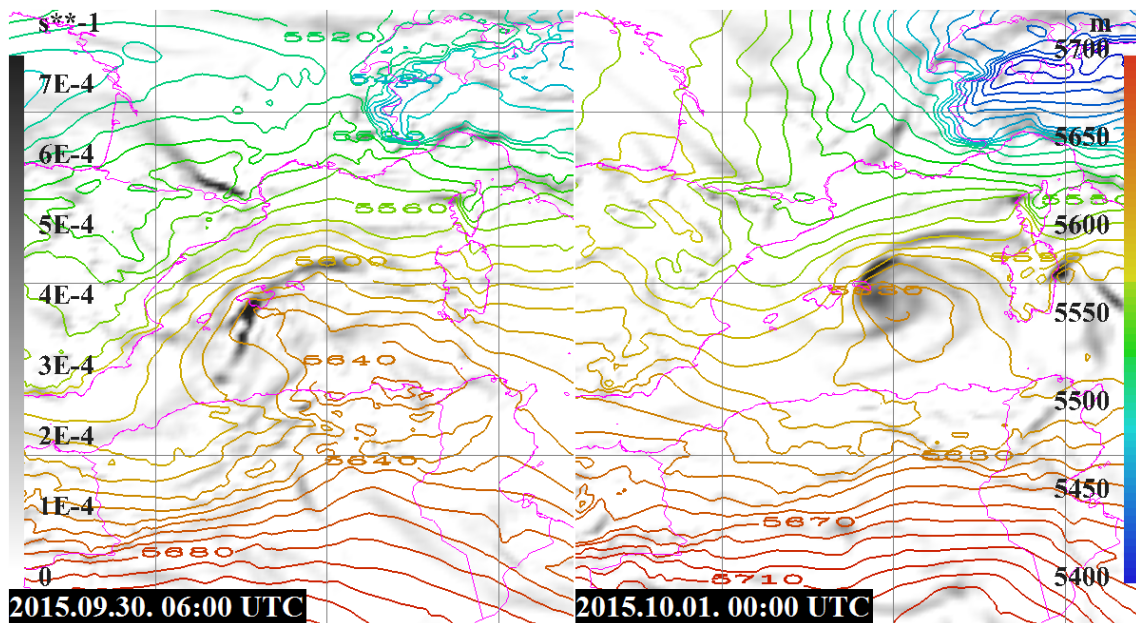
A potenciális örvényesség előző ábrákon jelzett vonalakban vett vertikális metszetein sokkal határozottabban megjelent a trópusi jelleg, már a kezdeti időszakban is (51. ábra). Tündéhez ugyanis már az első kiemelt időpontban, 30-án 06 UTC-kor tartozott egy kisebb önálló, alacsonyszintű PV-torony, mely teljesen önálló volt, nem kapcsolódott össze a peremháborgás magassági potenciális örvényességi anomáliájával, még a következő feltüntetett időpontban sem, amikor az áthaladt a ciklon felett. Ráadásul az idő előrehaladtával ez a PV-torony kissé magasabb és erősebb is lett.



51. ábra - A potenciális örvényesség vertikális metszetei a Tünde ciklon környezetében a jelzett időpontokban (Km^2/kgs egységben, ahol $10^{-6} \text{ Km}^2/\text{kgs} = 1 \text{ PVU}$)

7.3.3. 500-1000 hPa-os rétegvastagság és 850 hPa-os relatív örvényesség

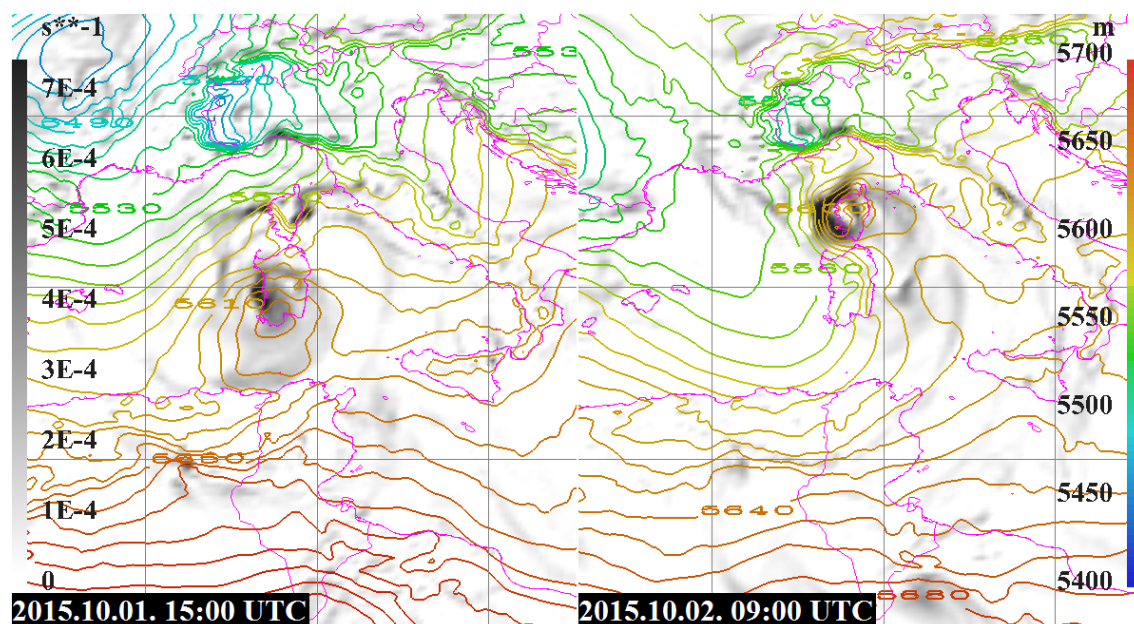
Az 500-1000 hPa-os rétegvastagságban eleinte a 200-1000 hPa-oshoz hasonló kép mutatkozott meg. Itt viszont korábban alakult ki a meleg mag, ugyanis ez – még nem teljesen zártan – már 30-án reggel is megjelent, és másnap 00 UTC-re 2 zárt rétegvastagság görbe is megfigyelhető volt. A 850 hPa-os örvényesség kezdetben a mérsékelt övi ciklonokra hasonlító szerkezetet vett fel, a Baleár-szigetektől délre egy rövid hidegfront-jellegű, míg keletre egy melegfront-jellegű karral. Az örvényességi maximum azonban már ekkor is a ciklon központjába koncentrált. Néhány óra múlva pedig az örvényességi mező már trópusi jellegű struktúrát öltött, a központba korlátozódó és körszimmetrikus eloszlású, bár még nem túl erős maximummal, melyhez több spirális kar csatlakozott oldalról (52. ábra).



52. ábra - 500-1000 hPa-os rétegvastagság (m, színes vonalak), valamint 850 hPa-os relatív örvényesség (1/s, szürke árnyalatok) a Tünde ciklon környezetében a jelzett időpontokban

A következő 15 órában nem változott jelentősen Tünde jellege. A meleg magja nem lett sokkal határozottabb, viszont az örvényesség kissé erősebb lett a központjában. Egyik paraméterben sem mutatkozott meg azonban olyan határozott trópusi jelleg, mint korábban Rolf esetében. Megfigyelhető volt továbbá, hogy a ciklon északi oldalán egy erősebb és hosszabb örvényességi kar alakult ki – feltehetőleg részben a korábban említett orografikus hatások miatt –, melyhez a korábban említett zivataros csapadéksáv kapcsolódott. 2-án 9 UTC-re Tünde mögött ebben a vizsgált rétegben is megjelent hidegadvekción, de ez gyengébbnek bizonyult a 200-1000 hPa-os rétegnél. Ez szintén arra utalt, hogy a lehülés a korábban említett hidegcseppnek volt köszönhető, mely még réteg felső szintjeire is hatást

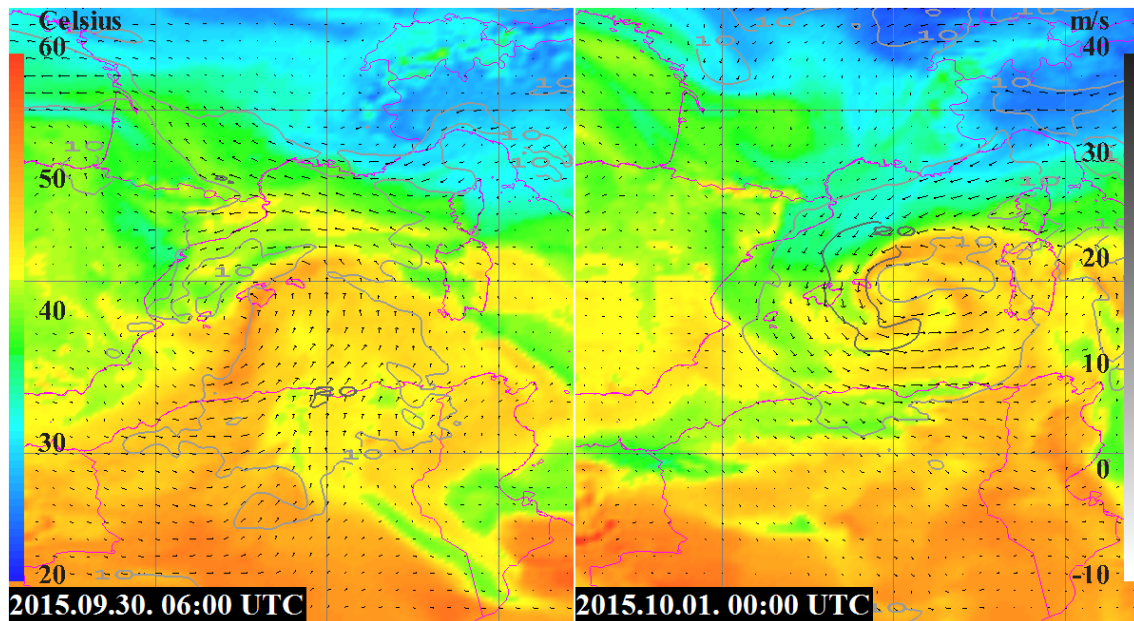
gyakorolt. A ciklon azonban alacsonyabb szinteken is szívott magába hűvösebb/szárazabb légtömeget az Alpok térsége felől, melyre a következőkben bemutatásra kerülő ekvivalens potenciális hőmérsékleti mező utalt (55. ábra). Tünde meleg magja ekkor még jól meghatározott, bár továbbra sem szimmetrikus struktúrájú maradt, és a központi örvényesség is ekkor volt a legerősebb (53. ábra).



53. ábra - 500-1000 hPa-os rétegvastagság (m, színes vonalak), valamint 850 hPa-os relatív örvényesség (1/s, szürke árnyalatok) a Tünde ciklon környezetében a jelzett időpontokban

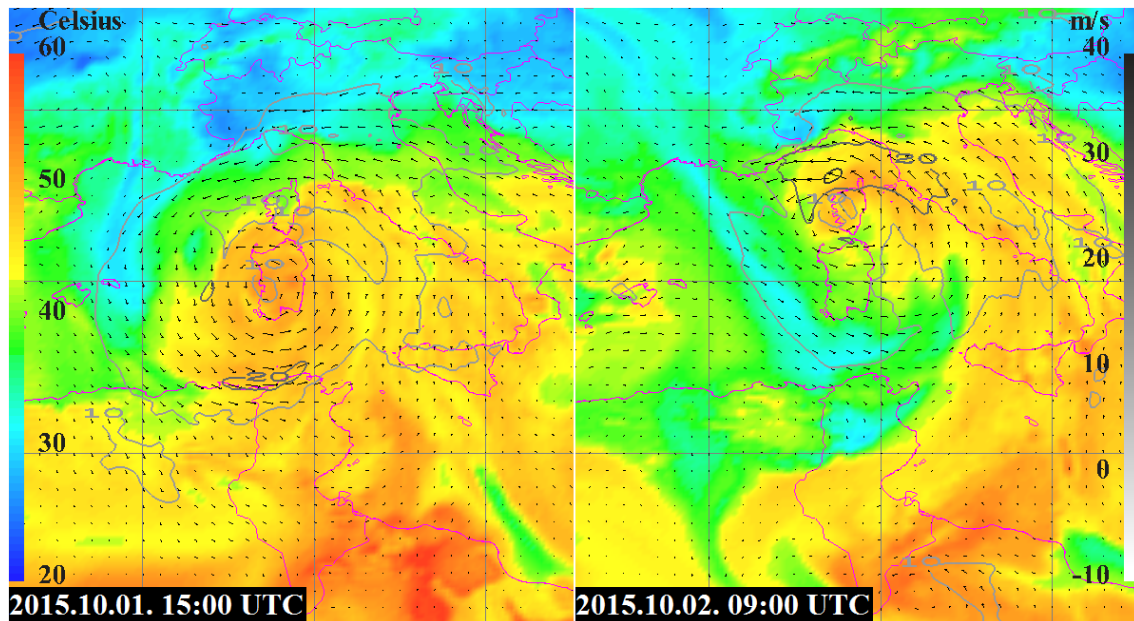
7.3.4. 850 hPa-os ekvivalens potenciális hőmérséklet, szélirány és szélesség

A 850 hPa-os EPT esetében kezdetben szintén kirajzolódott gyenge frontális jelleg, csak úgy, mint a szélmezőben. Az előbbi paraméternél megfigyelhető volt a ciklon kialakulásában is közrejátszó, a korábban említett, Észak-Afrika felől felnyúló meleg nedves szállítószalag, ugyanakkor a hátoldalon száraz/hideg szállítószalag nem jelent meg határozottan. A ciklonnak így egy melegfront jellegű része mutatkozott meg határozottabban az északkeleti oldalán, és a szélmezőben is itt volt határozottabb konvergencia. 1-jére virradó éjszaka ez a melegfront jellegű szakasz még megfigyelhető volt, ugyanakkor Tünde erősödésével a szélmező már szimmetrikusabb lett, és a központban megjelent egy szélcsendesebb terület. Emellett, bár a ciklon az Alpok térsége felől kissé hidegebb, szárazabb levegőt szívott magába, hidegfronti szakasza továbbra sem volt, sőt a központja körül spirálisan magas ekvivalens potenciális hőmérsékletű karok képződtek, melyek már trópusi jellegre utaltak (54. ábra).



54. ábra - 850 hPa-os szélmező (m/s, nyilak és szürke vonalak), valamint 850 hPa-os ekvivalens potenciális hőmérséklet (°C, színezés) a Tünde ciklon környezetében a jelzett időpontokban

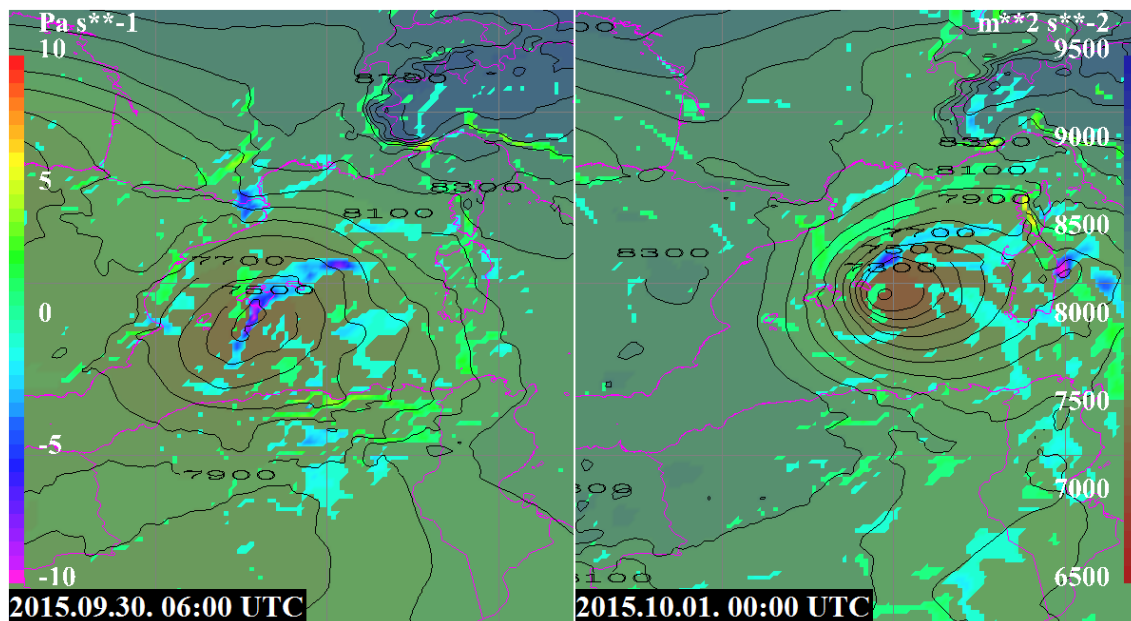
Az ekvipotenciális hőmérsékletben 1-jén délután mutatkozott meg leginkább Tünde trópusi jellege. Ekkorra a központban egy határozott maximum alakult ki, melyet kívülről egy szimmetrikus, jelentős (frontális) gradiensektől mentes és viszonylag magas értékeket mutató terület ölelt körül. A szélmező szintén itt lett a legszimmetrikusabb, igaz, a szélsébség kissé csökkent. A központban emellett jóval kisebb és szinte teljesen kör alakú lett a 10 m/s alatti szélsébségeket tartalmazó terület, mely ekkor Szardínia nyugati partvidékén helyezkedett el. 2-án reggelre a szimmetrikus ekvipotenciális hőmérsékleti eloszlás megszűnt, mivel a ciklon nyugatról szárazabb és hűvösebb levegőt szívott be az áramlási rendszerébe. Határozott hidegfront azonban ekkor sem jelent meg, ez a légtömeg inkább csak "körülfolyta" a ciklont, és részben már délről nyúlt vissza. A központi meleg mag pedig még mindig jól meghatározott maradt. Tünde központjának közvetlen közelében a szélmező is megőrizte szimmetrikusságát, és a sebességben megjelent a korábban említett jelentős maximum az északi oldalon, kis területen 30 m/s-ot meghaladó szélerősséggel (55. ábra).



55. ábra - 850 hPa-os szélmező (m/s, nyilak és szürke vonalak), valamint 850 hPa-os ekvivalens potenciális hőmérséklet (°C, színezés) a Tünde ciklon környezetében a jelzett időpontokban

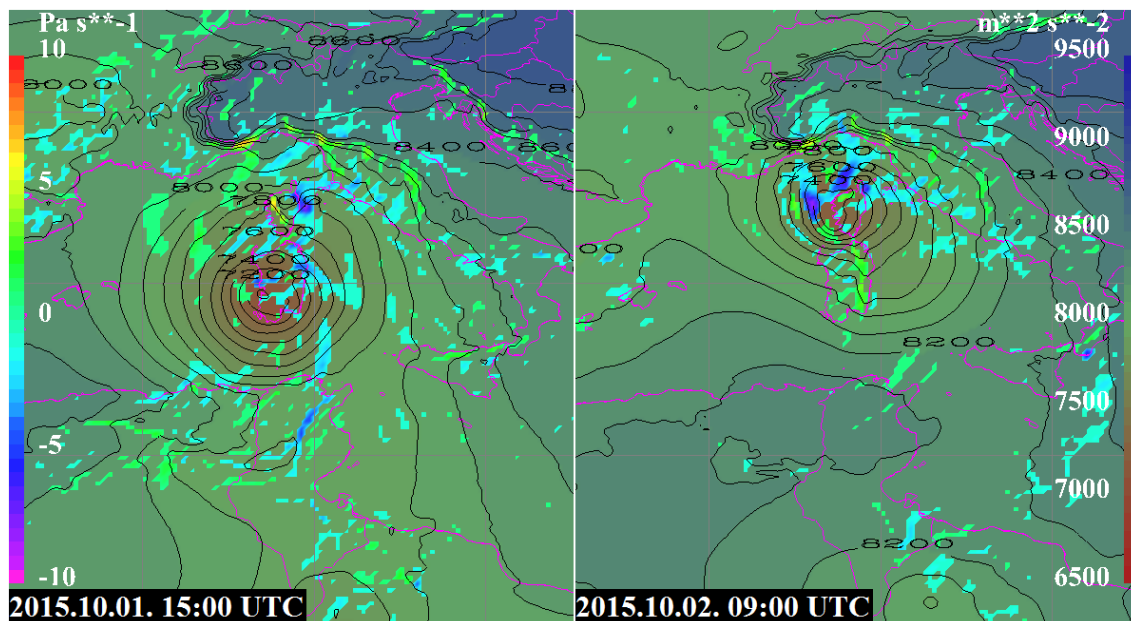
7.3.5. 925 hPa-os geopotenciál és 850 hPa-os vertikális sebesség

A Tünde ciklon esetében a geopotenciál mező eloszlása a kezdeti időpontokban sem mutatott határozott frontális jelleget, noha 30-án a geopotenciál görbék még kissé elnyújtottak voltak, másnap pedig a már körszimmetrikussá váló görbék eloszlása nem volt még egyenletes, a ciklon nyugati oldalán nagyobb gradiens jelent meg. A vertikális sebesség esetében azonban 30-án látható volt egy hosszú feláramlási zóna, mely kis mértékű frontális jellegre utalt, az előzőleg bemutatott paraméterekkel (850 hPa-os relatív örvényesség, EPT és szél) egyetértésben. 1-jén éjjelre a legerősebb feláramlás már koncentrált lett a ciklonközpont közelében, bár ennek kiterjedése és erőssége nem volt számottevő, és a ciklon körül még több, gyenge feláramlási terület is megmutatkozott. Szintén erős feláramlás alakult ki Szardínia keleti oldalán, mely a korábban említett orografikus okoknak volt köszönhető (56. ábra).



56. ábra - 925 hPa-os geopotenciál (m^2/s^2 , jobb oldali színskála és fekete vonalak), valamint 850 hPa-os vertikális sebesség (Pa/s, a bal oldali színskálának megfelelő színes területek a -0,5 és +0,5 Pa/s közötti értékeket nem jelölve) a Tünde ciklon környezetében a jelzett időpontokban

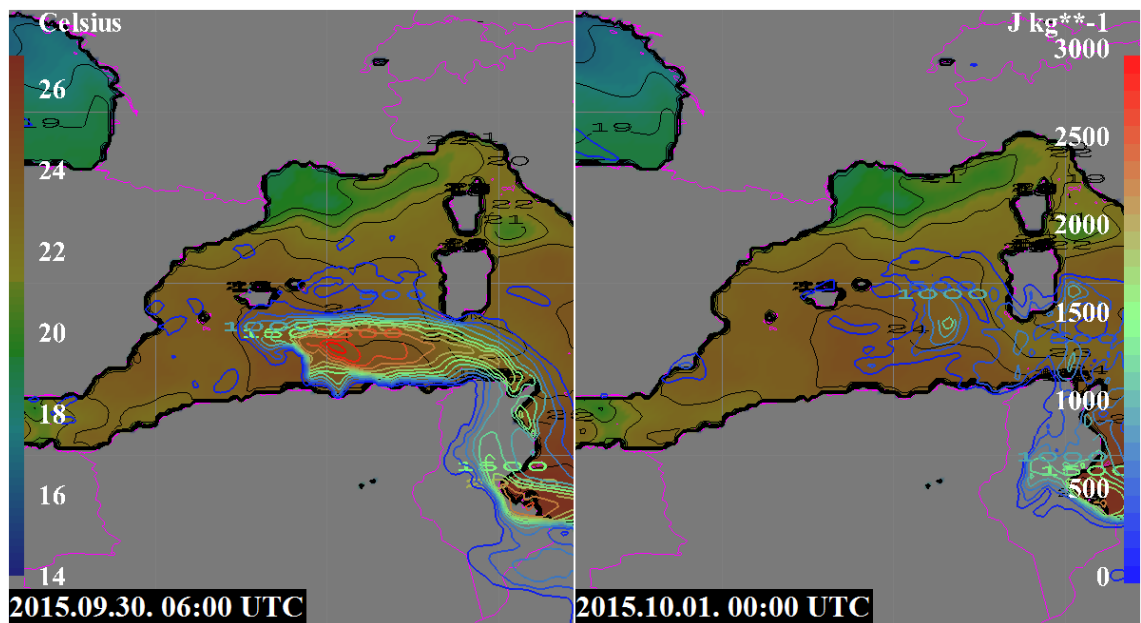
Tünde 1-jén kialakult határozottabb trópusi jellegét e paraméterek szintén jól mutatták. A geopotenciál mező 1-jén 15 UTC-re teljesen szimmetrikus lett, minden oldalon egységes és viszonylag jelentős gradienssel. A feláramlás ugyanakkor még nem sokat erősödött, de még jobban a központba koncentráldott, bár Korzika keleti felén megjelent egy másodlagos maximum az orográfia hatása miatt. A ciklon ezt a karakterisztikáját másnap délelőttig is megtartotta, sőt akkor még erősebb feláramlási mezők jöttek létre, melyek spirálisan körbevették a központot. Bár a geopotenciál mezőben frontális struktúrára utaló jegyeket ezúttal sem lehetett megfigyelni, különösen Tünde déli, délkeleti oldalán egy kisebb teknőszerű nyúlvány jelent meg. Ez szintén orografikus hatásoknak volt köszönhető, mivel mindkét időpontban látható volt Korzika és Szardínia széllel átellenes oldalán egy-egy erősebb leáramlást mutató, főnös terület (zöld és sárga színek), Korzika esetében 1-jén a sziget nyugati részén, míg Szardínia esetében 2-án a keleti oldalon. Ezek pedig szokás szerint egy alacsonyabb nyomású területet is létrehoztak – a folyamat hasonló a lee oldali ciklogenezishez, csak ez esetben sokkal gyengébb –, és ezeket rajzolta ki a geopotenciál mező (57. ábra).



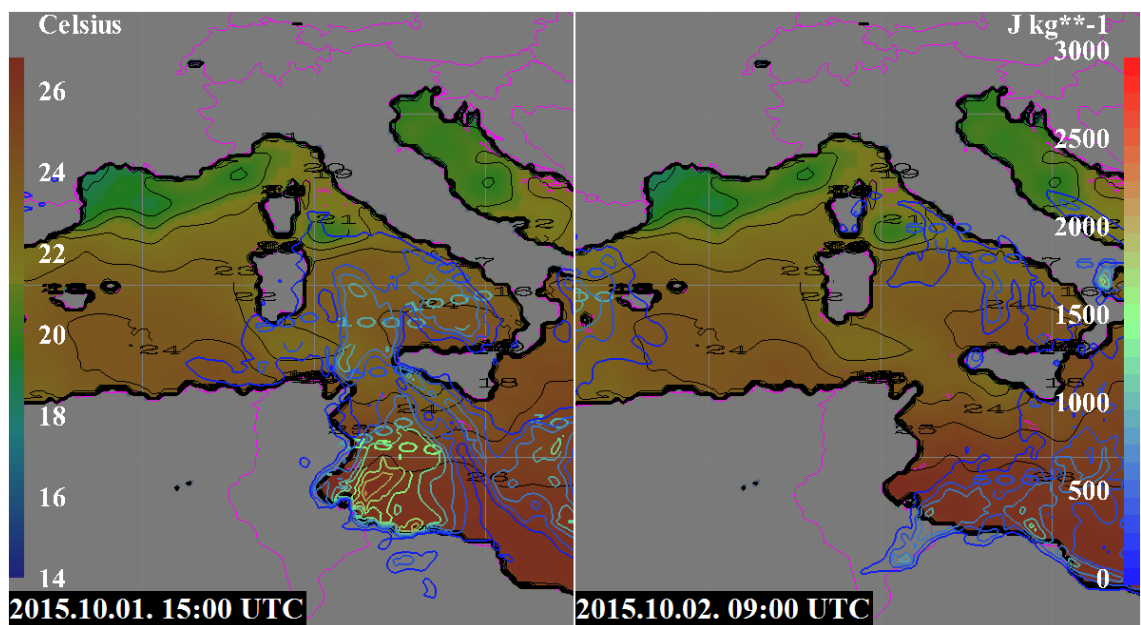
57. ábra - 925 hPa-os geopotenciál (m^2/s^2 , jobb oldali színskála és fekete vonalak), valamint 850 hPa-os vertikális sebesség (Pa/s, a bal oldali színskálának megfelelő színes területek a $-0,5$ és $+0,5$ Pa/s közötti értékeket nem jelölve) a Tünde ciklon környezetében a jelzett időpontokban

7.3.6. Tengerfelszín-hőmérséklet és konvektív felhasználható potenciális energia (CAPE)

A Tünde ciklon $24-25\text{ }^\circ\text{C}$ közötti vízhőmérséklet felett alakult ki, mely teljes mértékben elegendő a hibrid trópusi ciklonok kifejlődéséhez. A kezdeti időszakban ehhez jelentős labilitás is társult, a ciklon délkeleti, keleti oldalán a 2000 J/kg -ot is meghaladta a CAPE értéke. Ez elősegítette, hogy 30-án tartós és erős zivatarok alakuljanak ki a ciklonban. 1-jére virradóan azonban jelentősen lecsökkent a labilitás, már csak kis területen haladta meg a maximum az 1000 J/kg -ot (58. ábra). Tünde szardíniai partotérése előtt már kissé hűvösebb vizek felett haladt végig, de a $23\text{ }^\circ\text{C}$ körüli vízhőmérséklet még megfelelő látens hőt biztosított számára. Ezt mutatta az is, hogy a labilitás ekkor a központ közvetlen környezetében már éppen csak elérte a 250 J/kg -ot (első vonallal jelzett érték), viszont a korábbi műholdképes adatok alapján a struktúrája ekkor volt a legszervezettebb. Amint a ciklon 2-ára virradó éjszaka kijutott a tenger fölé, kezdetben hasonlóan meleg víz felett haladt, de 2-án reggel érintette a Korzika és Olaszország közötti hűvösebb vízű területet. Az időközben megnövekvő szélnyírás mellett ez lehetett a másik oka annak, hogy Tünde már nem tudott regenerálódni (59. ábra).



58. ábra - CAPE (J/kg, színes vonalak), valamint tengerfelszín-hőmérséklet (°C, színezés és fekete vonalak) a Tünde ciklon környezetében a jelzett időpontokban



59. ábra - CAPE (J/kg, színes vonalak), valamint tengerfelszín-hőmérséklet (°C, színezés és fekete vonalak) a Tünde ciklon környezetében a jelzett időpontokban

8. Összegzés

8.1. A vizsgált esetek alapján felállítható konceptuális modellek

Diplomamunkámban 4, előre kiválasztott mediterrán ciklon vizsgálatát végeztem el, melyek mindegyike trópusi jegyekkel rendelkezett. A vizsgálat célja az volt, hogy ezek alapján 4 kategóriát határozzak meg az ilyen típusú ciklonokra, illetve a felhasznált műholdas, mért és reanalízis adatok alapján mindegyik esetre egy-egy konceptuális modellt állítsak fel.

A meleg maggal rendelkező ciklon esetében a műholdas megjelenés nagyrészt a hagyományos, frontokkal rendelkező mérsékelt övi ciklonokkal megegyező. A ciklon központjában azonban már ebben az esetben is van szervezett konvektív mag, olykor akár szemszerű képződménnyel. A mérések alapján a ciklonközpontot nagy nyomási gradiens és jelentős szél kíséri, ugyanakkor a frontális struktúra is megfigyelhető mind a szél-, mind a légnyomási mezőben. 300 hPa-on a ciklon felett egyértelműen teknő vagy magassági ciklon helyezkedik el, melyet a magassági potenciális örvényesség is mutat, hozzá pedig jet stream is kapcsolódik. A ciklon központja feletti magassági divergenciát elsősorban ennek ciklációja idézi elő. A frontvonalak mentén határozottan megjelenik a hőmérsékleti gradiens mind az ekvivalens potenciális hőmérséklet, mind a rétegvastagságok esetében, illetve a hosszan elnyúló 850 hPa-os relatív örvényesség és feláramlás. Ezek maximuma viszont a ciklonközpontban van, illetve itt megjelenik gyengébb meleg mag is. Alacsonyabb szinteken emellett megjelenik már egy kisebb PV-torony is a ciklon központjában, de ez nem kapcsolódik össze a felső-troposzférából lenyúló örvényességi mezőhöz. Ez az állapot tekinthető a mérsékelt öviből trópusi ciklonná alakulás első lépésének.

A második lépés a szubtrópusi ciklon állapot. Ekkor a ciklon konvektív magja már leszakad a frontális rendszerről, ez utóbbi azonban még szintén jelen van, leggyakrabban már legyengülve. A központi magot tartós és szervezett konvekció jellemzi, olykor szintén szemszerű képződménnyel. A mérések igazolják, hogy a központi mag erős, körszimmetrikus szélmezővel rendelkezik, ugyanakkor a legerősebb szelek még nem koncentrálnak teljesen a központ környezetébe, és a külső frontok menti szélirány- és szélességeltérések is megfigyelhetők. A központot szintén jelentős nyomási gradiens kíséri. 300 hPa-on a ciklon felett még ekkor is magassági ciklon helyezkedik el, de ebben már lehetnek kisebb „beágyazott” örvények, melyek a futóáramlás mellett elősegítik a magassági divergencia kialakulását. Az előzőleg leírt hőmérsékleti gradiensek és örvényességi,

illetve feláramlási mezők a frontok mentén itt is fennállnak, de már gyengébbek, mint az előző esetben. Fontos különbség továbbá, hogy a központban erősebb meleg mag van jelen, mely a leszakadt központ révén elkülönül a frontoktól, illetve a centrumba koncentrá-lódó relatív örvényesség és feláramlás sem kapcsolódik a frontok mentén lévőkhöz. A ciklonhoz a magasban itt is jelentős pozitív potenciális örvényességi anomália tartozik, de ebben az esetben már erős a jellegzetes alacsony- és középszintű PV-torony is, mely összekapcsolódik a magassági örvényességgel.

A harmadik, befejező stádium a trópusi ciklon állapot. Ekkor a ciklon korábbi frontjai teljesen feloszlanak, a központban viszont jól szervezett, tartós és mély konvekciót produkáló, önfenntartó rendszer alakul ki, mely akkor gyengül le, ha a légköri feltételek kedvezőtlennek válnak számára, vagy szárazföld, illetve hidegebb víz fölé ér. E körül gyakran megfigyelhetők a jellegzetes spirális csapadéksávok is, az erősebb ciklonok esetében pedig szem is kifejlődhet. A mérések alátámasztják, hogy a ciklon szimmetrikus szél- és nyomási mezővel rendelkezik, melyhez már nem tartoznak frontok. 300 hPa-on a ciklon felett nem mutatató ki határozott magassági ciklon vagy teknő, bár előfordulhat, hogy maga a ciklon egy jóval nagyobb skálájú magassági teknőbe van beágyazódva. A ciklon közelében azonban futóáramlás már nem húzódik, felette viszont divergencia helyezkedik el. Ezt a környező rendszerek áramlása alakítja ki, mint például Rolf esetében kisebb magassági hidegcseppek, de okozhatja egy, a ciklon felé közeledő magassági teknő áramlasmódosító hatása is. A ciklon minden esetben határozott meleg maggal rendelkezik, mely jól elkülönül a homogén, vagyis frontmentes környezetétől. Ennek következtében hőmérsékleti gradiensek sem léptnek fel a központból kiindulva, a centrum szűk környezetében befelé haladva egységesen növekszik a hőmérséklet. Az ekvivalens potenciális hőmérséklet esetében esetenként megfigyelhetők spirális csapadékkarok is, melyek a nedves, meleg légtömeg beáramlását jelzik. 850 hPa-os relatív örvényesség és feláramlás csak a központban jelenik meg, erős maximummal. Jelentős különbség továbbá, hogy a ciklon felett itt már nem nyúlik le pozitív potenciális örvényességi anomália a troposzféra legfelső régiójából, így csak a hozzá kapcsolódó alacsony- és középszintű PV-torony jelenik meg teljesen önállóan.

A negyedik kategorizált típus, a trópusi jellegű mediterrán ciklon olyan képződmény, melyben a trópusi jegyek az első típusnál jóval határozottabban vannak jelen. Emellett itt a frontális struktúra nagyrészt hiányzik, ezért szubtrópusinak sem tekinthető, ugyanakkor a trópusi jegyek nem állnak fenn olyan szervezettséggel, erősséggel vagy tartóssággal, mint a trópusi ciklon esetében. Ennek tipikus megjelenési példája, amikor egy nagyobb

ciklonális rendszerbe ágyazva szervezett, de csak időszakos konvekció zajlik. Ide sorolhatók emellett még azok az önálló zivatarrendszerek is, melyek tartósabban megmaradnak és örvénylésbe jönnek, de nem alakulnak határozott ciklonná. Ennek megfelelően szemszerű képződmény itt is megjelenhet. A központi mag körül viszont frontális jellegű kísérőfelhőzet is jelen van, melyhez nem minden esetben kapcsolódnak valódi frontok, sokszor inkább csak hosszabban elnyúló konvergencia-vonalak. A mérések mutatják a központi mag határozott voltát, de a trópusi esethez hasonló szimmetrikusság sem ebben, sem a szélmezőben nem jelenik meg, vagy legfeljebb csak rövid időre, átmeneti jelleggel. A meleg mag, illetve a nagy nyomási gradiens itt is megfigyelhető. 300 hPa-on a ciklon környezetében itt sem tartózkodik futóáramlás, a magassági divergenciát az áramlási viszonyok alakítják ki. A 850 hPa-os relatív örvényesség és feláramlás a ciklon központjába koncentrálnak, és olykor spirális karok is kialakulnak, de a maximum erőssége elmarad a trópusi ciklon esetében látottól. A potenciális örvényesség megjelenése kettős, részben a magasban is lehetnek pozitív örvényességi anomáliájú területek a ciklon felett, ugyanakkor a ciklon saját alacsony szintű PV-tornya is megfigyelhető, mely nem kapcsolódik össze az előbbivel.

A vízhőmérséklet alapján elmondható, hogy trópusi jeggyel rendelkező ciklonok 20-21 °C-nál melegebb tenger felett alakulhatnak ki, az Atlanti-óceánon megfigyelt esetekkel azonosan. A ciklonok végleges fejlettségi stádiuma azonban elsődlegesen már nem a vízhőmérséklet függvénye, sokkal inkább a víz felett töltött idő. A meleg maggal rendelkező, frontális ciklon esetében a viszonylag meleg víz mellett fontos energiaforrás még a légköri instabilitás is, a többi esetben azonban a ciklon már nagyrészt a látens hóból nyeri az energiáját.

8.2. További tervek

A dolgozatomban csak az őszi időszakban, viszonylag meleg tengervíz mellett kialakuló ciklonokra koncentráltam, így jelen csoportosítás is azokra vonatkozik. Trópusi struktúrával rendelkező ciklonok azonban időnként a téli időszakban is kialakulnak a Földközi-tenger felett, amikor a vízhőmérséklet jóval alacsonyabb. A későbbiekben e ciklonokat is tervezem megvizsgálni, hogy ott melyek azok a tényezők, amik a kialakulásukat elősegítik, és hogy milyen alapparaméterekkel jellemezhetőek. Az elérhető tanulmányok alapján feltételezhető, hogy ezek nem tekinthetőek valódi trópusi ciklonoknak, inkább a poláris ciklonokkal állhatnak rokonságban, mivel kialakulásuk határozott baroklin hatásokhoz kötődik.

További tervként szerepel az itt bemutatott elemzések elkészítése más őszi ciklonokról is. Emellett pedig később az őszi ciklonok hatáselemzését is szeretném elvégezni, vagyis modellezéssel megvizsgálni azt, hogy a rendelkezése álló valós adatok kis megváltoztatása – például melegebb tengervíz, hidegebb felső-troposzféra, több vagy kevesebb rendelkezésre álló nedvesség – hogyan befolyásolhatja a ciklonok későbbi életútját.

9. Köszönetnyilvánítás

Szeretnék köszönetet mondani Ihász Istvánnak, az Országos Meteorológiai Szolgálat munkatársának, aki biztosította számomra az ECMWF reanalízis adatokhoz való hozzáférést. Köszönettel tartozok továbbá témavezetőmnek, Soósné Dr. Dezső Zsuzsannának, aki hasznos javaslataival segítette a dolgozat létrejöttét.

Irodalomjegyzék

- Bjerknes, J., Solberg, H. (1922): *Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation*, Geofysiske Publikationer, III/1.
- Charney, J. G. (1947): *The dynamics of long waves in a baroclin westerly current*, J. Meteor 4. 135-163. oldal
- Davis, C. A., Bosart, L. F. (2003): *Baroclinically Induced Tropical Cyclogenesis*, Monthly Weather Review Vol. 131. 2730-2747. oldal
- Elsner, J. B., Birol Kara A. (1999): *Hurricanes of the North Atlantic – Climate and Society*, Oxford University Press, New York, 483 oldal
- Emanuel, K. (2005): *Genesis and maintenance of “Mediterranean hurricanes”*, Advances in Geosciences 2, 217-220. oldal
- Evans, J. L., Guishard, M. P. (2009): *Atlantic Subtropical Storms. Part I: Diagnostic Criteria and Composite Analysis*, Monthly Weather Review Vol. 137. 2065-2080. oldal
- Frank, W. M. (1977): *The Structure and Energetics of the Tropical Cyclone I. Storm Structure*, Monthly Weather Review Vol. 105. 1119-1135. oldal
- Ginis, I. (2002): *Tropical cyclone-ocean interactions*, Atmosphere-Ocean Interactions, Vol. 1, Advances in Fluid Mechanics Series, No. 33, WIT Press, 83-114. oldal
- Gyakum, J. R (2010): *Subtropical and Hybrid Systems*, online közzétett előadásanyag, mely elérhető itt: http://www.wmo.int/pages/prog/arep/wwrp/tmr/otherfileformats/documents/1_6JRGyakum.pdf
- Guishard, M. P., Evans, J. L., Hart. R. E. (2009): *Atlantic Subtropical Storms. Part II: Climatology*, Journal of Climate, Vol. 22. No. 13. 3574-3594. oldal
- Harr, P. A., Dea J. M (2008): *Downstream Development Associated with the Extratropical Transition of Tropical Cyclones over the West Pacific*, Monthly Weather Review Vol 137. 1295-1319. oldal
- Hart, R. E., Evans, J. L. (1999): *A Climatology of the Extratropical Transition of Atlantic Tropical Cyclones*, Journal of Climate Vol. 14. No. 4. 546-564. oldal
- Hérincs, D. (2013): *A 2012. októberi Rafael hurrikán és a hónap végi magyarországi havazás kapcsolata*, online közzétett esettanulmány, mely elérhető itt: http://zivipotty.hu/downstream_development.html
- Hérincs, D. (2015): *Trópusi jellegű mediterrán ciklonok vizsgálata*, XXXII. Országos Tudományos Diákköri Konferencia dolgozat, Kolozsvár, 56 oldal
- Hess, S. L. (1959): *Introduction to Theoretical Meteorology*, Holt, Rinehart, and Winston, New York, 362 oldal
- Hoskins, B. J., McIntyre, M. E., Robertson, A. W. (1985): *On the use and significance of isentropic potential vorticity maps*, Quart. J. R. Met. Soc. Vol. 111. No. 470. 877-946. oldal
- Hulme, A. L., Martin, J. E. (2009): *Synoptic and Frontal-Scale Influences on Tropical Transition Events in the Atlantic Basin. Part I: A Six-Case Survey*, Monthly Weather Review Vol. 137. 3605-3625. oldal
- Jones, S., Anwender, D., Riemer, M. (2006): *Die Umwandlung tropischer Wirbelstürme in außertropische Tiefdruckgebiete und ihr Einfluss auf das Wetter der mittleren Breiten*, ProMet Meteorologische Fortbildung 32. Jahrgang, Heft 3/4 130-143. oldal

- Moscattello, A., Miglietta, M. M., Rotunno, R. (2008): *Observational analysis of a Mediterranean 'hurricane' over south-eastern Italy*, Weather Vol. 63. No. 10. 306-311. oldal
- Namias, J. (1939): *The use of isentropic analysis in short term forecasting*, J. Areonaut. Sci. Vol. 6. 295-298. oldal
- Rasmussen, E. (1987): *A subsynoptic vortex over the Mediterranean with some resemblance to polar lows*, Tellus 39A, 408-425. oldal
- Reale, O., Atlas, R. (1999): *Tropical Cyclone-Like Vortices in the Extratropics: Observational Evidence and Synoptic Analysis*, Weather and Forecasting Vol. 16. 7-34. oldal
- Schultz, D.M., Keyser, D., Bosart, L. F. (1998): *The Effect of Large-Scale Flow on Low-Level Frontal Structure and Evolution in Midlatitude Cyclones*, Monthly Weather Review, 126, 1767-1791.
- Shapiro, M. A., Keyser, D. (1990): *Fronts, Jet Streams and the Tropopause*, AMS Extratropical Cyclones, The Erik Palmén Memorial Volume 167-191. oldal
- Smith, R. K. (1997): *On the theory of CISK*, Q. J. R. Meteorol. Soc. 123. 407-418. oldal
- Sutcliffe, R. C., Forsdyke, A. G. (1950): *The theory and use of upper air thickness patterns in forecasting*, Q. J. R. Meteor. Soc. Vol. 76. 189-217. oldal
- Tapiador, F. J., Gaertner, M. A., Romera, R., Castro, M. (2007): *A Multisource Analysis of Hurricane Vince*, BAMS Vol. 88. No. 7. 1027-1032. oldal
- Vaquero, J. M., García-Herrera, R., Weeler, D., Chenoweth, M., Mock, C. J. (2008): *A Historical Analog of 2005 Hurricane Vince*, Bulletin of the American Meteorological Society 89 (2) 191–201. oldal
- Willoughby, H. E., Clos, J. A., Shoreibah, M. G. (1982): *Concentric Eye Walls, Secondary Wind Maxima, and The Evolution of the Hurricane vortex*, Journal of the Atmospheric Sciences Vol. 29. No. 2. 395-411. oldal

A vizsgált ciklonok esetében felhasznált ábrák, illetve a saját készítésű ábrákon szereplő adatok forrása:

- [1 – Infoclimat vagy Ogimet (az adott településre és időpontra állítva)]:
<http://www.infoclimat.fr/observations-meteo/archives/7/novembre/2014/lampedusa-e-linosa-linosa/MNWSCL078.html?dixminutes>
<http://www.ogimet.com>
- [2 – Dundee Satellite Receiving Station]:
<http://www.sat.dundee.ac.uk/>
- [3 – Wikipedia]:
https://en.wikipedia.org/wiki/Mediterranean_tropical-like_cyclone
- [4 – NOAA NESDIS (QuikSCAT, ASCAT)]:
<http://manati.star.nesdis.noaa.gov/datasets/ASCATData.php>
- [5 – EUMETSAT]:
<http://oiswww.eumetsat.org/IPPS/html/MSG/RGB/>
- [6 – Severe Weather Europe facebook oldal]:
<https://www.facebook.com/severeweatherEU?fref=ts>
- [7 – Sat24.com]:
<http://hu.sat24.com/hu>

- [8 – Girovagli]:
http://www.girovagli.it/METEO/radar_sicilia.php
- [9 – Naval Research Laboratory]:
<http://www.nrlmry.navy.mil/TC.html>
- [10 – UKMet analizis]:
http://www1.wetter3.de/Archiv/archiv_ukmet.html
- [11 – SardegnaArpa]:
http://www.sar.sardegna.it/servizi/meteo/imgradar_it.asp
- [12 – Meteo60]:
<http://archives.meteo60.fr/archives-radar-sud-est.php>
- [13 – National Hurricane Center]:
<http://www.nhc.noaa.gov/archive/2005/dis/al232005.discus.002.shtml>

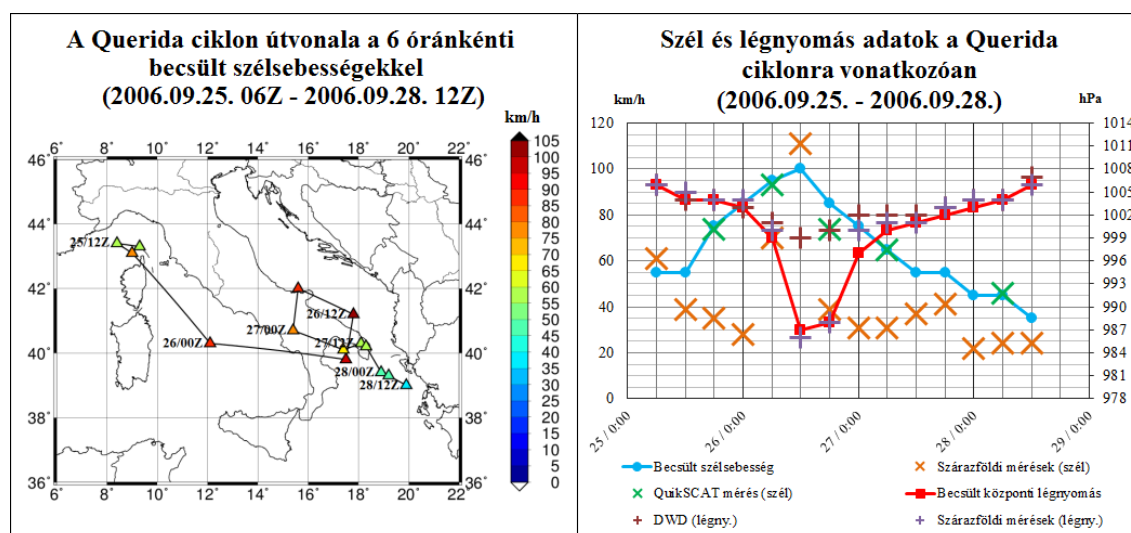
Függelék

1. Querida

Reanalízis animáció: <https://www.youtube.com/watch?v=-EIofuKKDes>

F1.1. táblázat: A ciklon 6 óránkénti becsült pozíciója, központi légnyomása, maximális szélessége és típusa

Nap / Idő [UTC]	Szélesség [°N]	Hosszúság [°E]	Légnyomás [hPa]	Szélesség [km/h]	Típus
25 / 06:00	42,9	9,3	1006	55	mérsékelt övi ciklon
25 / 12:00	43,4	8,4	1004	55	”
25 / 18:00	43,1	9,0	1004	75	”
26 / 00:00	40,3	12,1	1003	85	”
26 / 06:00	39,8	17,5	999	95	”
26 / 12:00	41,2	17,8	987	100	”
26 / 18:00	42,0	15,6	988	85	”
27 / 00:00	40,7	15,4	997	75	”
27 / 06:00	40,1	17,4	1000	65	”
27 / 12:00	40,3	18,1	1001	55	”
27 / 18:00	40,2	18,3	1002	55	”
28 / 00:00	39,4	18,9	1003	45	”
28 / 06:00	39,3	19,2	1004	45	alacsony nyomású ter.
28 / 12:00	39,0	19,9	1006	35	”
28 / 18:00					feloszlás
26 / 09:00	40,2	18,0	986	110	minimális légnyomás és maximális szél



F1.1. ábra - A Querida ciklon útvonala, illetve a mért adatok alapján becsült 6 óránkénti maximális szélesség és minimális központi légnyomás adatok

2. Qendresa

Reanalízis animáció: https://www.youtube.com/watch?v=gN6_nVmDqJY

F2.1. táblázat: Felszíni szél- és légnyomás adatok (kék: trópusi vihar erősség, piros: 1-es kategóriájú hurrikán erősség, vastag kiemelés: minimális légnyomás, maximális szél)

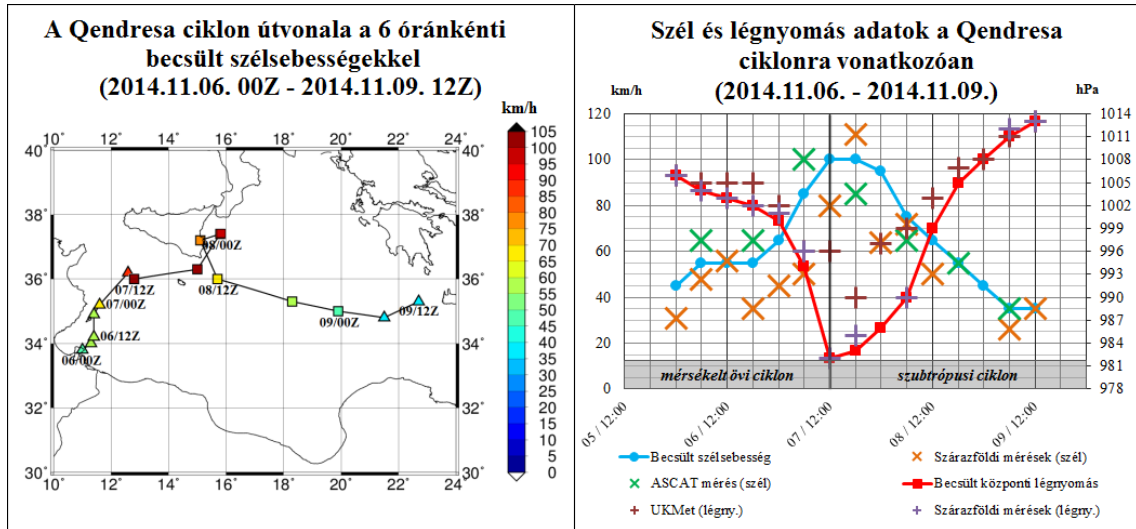
Helyszín	Minimális légnyomás		Maximális szélerősség		
	Nap / Idő [UTC]	Légnyomás [hPa]	Nap / Idő [UTC]	10 perces átlagszél [km/h]	Szélökés [km/h]
Misurata (Libia)	06 / 09:00	1013,1	06 / 09:00	48	
El Khoms (Libia)	06 / 12:00	1006,2	06 / 12:00	56	
El Khoms (Libia)	06 / 15:00	1003,3			
Luqa (Málta)	06 / 18:00	1006,7	06 / 18:00	35	80
Linosa (Olaszo.)	06 / 23:00	1002,4	06 / 23:00	45	65
Kelibia (Tunézia)	07 / 08:00	999,0	07 / 08:00	35	69
Pantelleria (Olaszo.)	07 / 08:00	992,0	07 / 08:00	50	72
Nabeul (Tunézia)	07 / 09:00	1001,0	07 / 09:00	61	
Pantelleria (Olaszo.)	07 / 09:00	993,0	07 / 09:00	44	74
Linosa (Olaszo.)	07 / 11:20	993,3	07 / 11:20	59	87
Lampedusa (Olaszo.)	07 / 12:00	995,0	07 / 12:00	80	119
Linosa (Olaszo.)	07 / 12:30	982,0	07 / 12:30	14	
Linosa (Olaszo.)	07 / 13:20	987,4	07 / 13:20	71	81
Luqa (Málta)	07 / 17:00	985,0	07 / 17:00	31	56
Bugibba (Málta)			07 / 17:00	111	154
Luqa (Málta)	07 / 18:00	995,4	07 / 18:00	61	119
Augusta (Szcília)	07 / 22:00	997,4	07 / 22:00	56	
Augusta (Szcília)	08 / 00:30	995,4	08 / 00:30	64	71
Augusta (Szcília)	08 / 06:00	989,6			
Sortino (Szcília)	08 / 06:10	997,2	08 / 06:10	72	
Sortino (Szcília)	08 / 06:30	995,9			

F2.2. táblázat: Szárazföldi csapadékatatok

Helyszín	Nov. 5. [mm]	Nov. 6. [mm]	Nov. 7. [mm]	Nov. 8. [mm]	Teljes csapadékösszeg [mm]
Luqa (Málta)	0,4	13,0	30,0	0,0	43,4
Pantelleria (Olaszo.)	0,0	40,4	2,0	0,0	42,4
Kelibia (Tunézia)	0,0	34,0	11,0	5,6	50,6
Cozzo Spadaro (Szcília)	0,0	66,0	38,0	9,0	113,0
Messina (Szcília)	3,0	45,0	13,0	2,0	63,0
Augusta (Szcília)	0,0	47,4	27,2	0,8	75,4
Sortino (Szcília)	6,4	30,8	40,8	33,2	111,2
Catania (Szcília)	1,8	34,0	55,8	0,8	92,4
Acireale (Szcília)	66,9	25,0	113,1	0,1	205,1

F2.3. táblázat: A ciklon 6 óránkénti becsült pozíciója, központi légnyomása, maximális szélessége és típusa

Nap / Idő [UTC]	Szélesség [°N]	Hosszúság [°E]	Légnyomás [hPa]	Szélesség [km/h]	Típus
06 / 00:00	33,8	11,0	1006	45	mérsékelt övi ciklon
06 / 06:00	35,0	11,3	1004	55	”
06 / 12:00	35,1	12,1	1003	55	”
06 / 18:00	35,5	12,5	1002	55	”
07 / 00:00	36,0	12,3	1000	65	”
07 / 06:00	36,5	12,0	994	85	”
07 / 12:00	36,0	12,5	982	100	szubtrópusi vihar
07 / 18:00	36,2	15,0	983	100	”
08 / 00:00	37,3	15,3	986	95	”
08 / 06:00	37,0	15,1	990	75	”
08 / 12:00	36,4	16,0	999	65	”
08 / 18:00	35,8	17,3	1005	55	szubtrópusi depresszió
09 / 00:00	35,2	19,5	1008	45	”
09 / 06:00	35,1	21,2	1011	35	alacsony nyomású ter.
09 / 12:00	35,3	22,3	1013	35	”
09 / 18:00					feloszlás
07 / 12:00			982	95	minimális légnyomás és maximális szél
07 / 12:30			982	95	partot érés Linosa-n
07 / 17:00			983	95	partot érés Máltán
08 / 06:00			990	75	partot érés Szcíliában Augusta közelében



F2.1. ábra - A Qendresa ciklon útvonala, illetve a mért adatok alapján becsült 6 óránkénti maximális szélsőségek és minimális központi légnyomás adatok

3. Rolf

Reanalízis animáció: <https://www.youtube.com/watch?v= lmxO2NzQIM>

F3.1. táblázat: Felszíni szél- és légnyomás adatok (kék: trópusi vihar erősség, piros: 1-es kategóriájú hurrikán erősség, vastag kiemelés: maximális szél)

Helyszín	Minimális légnyomás		Maximális szélesség		
	Nap / Idő [UTC]	Légnyomás [hPa]	Nap / Idő [UTC]	10 perces átlagszél [km/h]	Szélőkés [km/h]
Ersa / Cap Corse (Korzika)	04 / 16:00	1005,9	04 / 16:00	83	122
Ramatuelle (Francia.)			05 / 16:00	96	122
Ramatuelle (Francia.)			05 / 17:00	91	126
Ile du Levant (Francia.)	05 / 17:00	998,3	05 / 17:00	89	126
Ile du Levant (Francia.)	05 / 18:00	1001,3	05 / 18:00	35	141
Ile de Porquerolles (Francia.)			07 / 15:00	69	
Ile du Levant (Francia.)	07 / 20:00	1009,8	07 / 20:00	85	115
Ramatuelle (Francia.)			07 / 23:00	85	109
Ramatuelle (Francia.)			08 / 18:00	104	133
Ile de Porquerolles (Francia.)			08 / 18:00	83	
Ile du Levant (Francia.)	08 / 19:00	1008,3	08 / 19:00	96	132
Ile du Levant (Francia.)	08 / 21:00	1009,5	08 / 21:00	87	148
La Ciotat (Francia.)			09 / 10:00	93	122
La Ciotat (Francia.)			09 / 12:00	78	111
Martigues (Francia.)			09 / 12:00	63	91
La Ciotat (Francia.)			09 / 14:00	48	76
Le Grau-du-Roi (Francia.)	09 / 14:00	1013,9	09 / 14:00	23	39
Le Grau-du-Roi (Francia.)	09 / 14:30	1012,9			
Montpellier (Francia.)	09 / 15:00	1014,4	09 / 15:00	26	48
Martigues (Francia.)			09 / 15:00	52	82
Mont Aigoual (Francia.)			09 / 18:00	30	82

F3.2. táblázat: Hajóval mért szél- és légnyomás adatok

Nap / Idő [UTC]	Hajó jele	Szélesség [°N]	Hosszúság [°E]	Szélirány és sebesség [° / km/h]	Légnyomás [hPa]
07 / 21:00	PDGS	41,36	6,06	160 / 70	1005,0

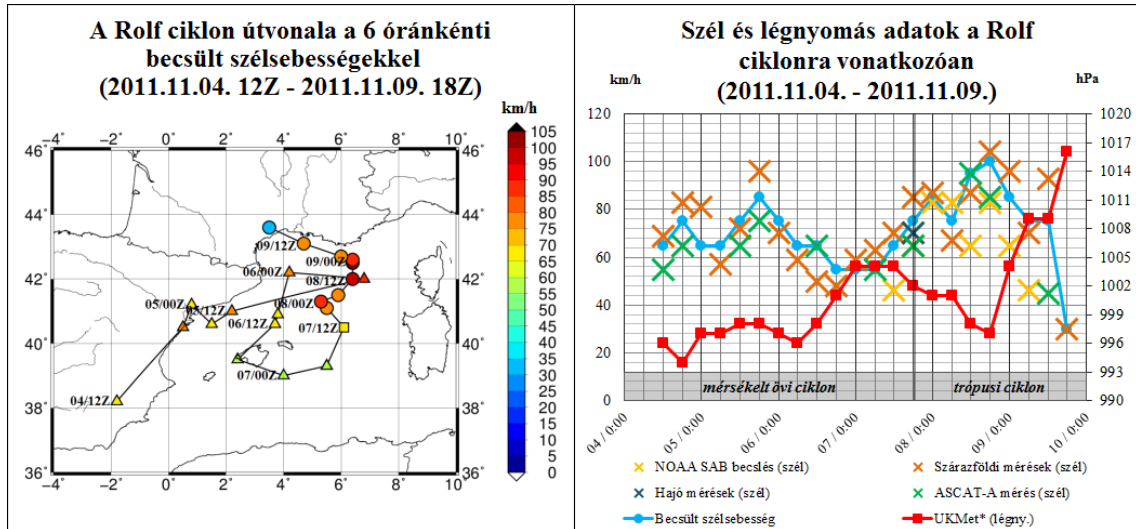
F3.3. táblázat: Felszíni csapadékadatok

Helyszín	Nov. 3. [mm]	Nov. 4. [mm]	Nov. 5. [mm]	Nov. 6. [mm]	Nov. 7. [mm]	Nov. 8. [mm]	Nov. 9. [mm]	Csapadék- összeg [mm]
Milano (Olaszo.)	232,0	36,6	25,0	26,4	21,2	2,2	0,0	343.4
Mondovi (Olaszo.)	12,0	42,0	111,0	35,0	32,0	33,0	3,0	265.0
Torino (Olaszo.)	12,0	31,0	64,0	66,0	26,0	18,0	0,4	217.4
Monte Argentario (Olaszo.)	0,0	1,2	6,0	23,0	53,6	45,0	0,0	128.8
Alghero (Olaszo.)	0,0	0,0	58,6	25,4	16,8	18,4	0,2	119.4
Decimomannu (Olaszo.)	0,0	0,0	52,0	23,0	13,0	8,0	0,0	96.0
Capo Mele (Olaszo.)	0,0	8,0	58,0	12,0	23,0	27,0	0,2	128.2
Piacenza (Olaszo.)	0,0	8,4	51,0	17,0	36,4	27,0	0,0	139.8
Mont Aigoual (Franciao.)	218,0	95,2	84,0	3,8	0,0	12,9	33,2	447.1
Ile du Levant (Franciao.)	6,6	26,7	66,2	2,8	68,0	91,6	18,8	280.7
Hyerès (Franciao.)	13,6	29,8	72,7	18,1	48,9	56,2	9,0	248.3
Cap Cepet (Franciao.)	16,0	16,0	60,3	10,6	43,4	50,2	21,4	217.9
Montpellier (Franciao.)	17,0	51,5	72,8	0,0	0,8	10,5	4,7	157.3

F3.4. táblázat: A ciklon 6 óránkénti becsült pozíciója, központi légnyomása, maximális szélessége és típusa

Nap / Idő [UTC]	Szélesség [°N]	Hosszúság [°E]	Légnyomás [hPa]*	Szélesség [km/h]	Típus
04 / 12:00	38,2	-1,8	996	65	mérsékelt övi ciklon
04 / 18:00	40,5	0,5	994	75	”
05 / 00:00	41,2	0,8	997	65	”
05 / 06:00	40,6	1,5	997	65	”
05 / 12:00	41,0	2,2	998	75	”
05 / 18:00	42,0	6,8	998	85	”
06 / 00:00	42,2	4,2	997	75	”
06 / 06:00	40,9	3,8	996	65	”
06 / 12:00	40,6	3,7	998	65	”
06 / 18:00	39,5	2,4	1001	55	”
07 / 00:00	39,0	4,0	1004	55	”
07 / 06:00	39,3	5,5	1004	55	”
07 / 12:00	40,5	6,1	1004	65	szubtrópusi vihar
07 / 18:00	41,1	5,5	1002	75	trópusi vihar
08 / 00:00	41,3	5,3	1001	85	”
08 / 06:00	41,5	5,9	1001	75	”
08 / 12:00	42,0	6,4	998	95	”
08 / 18:00	42,5	6,4	997	100	”
09 / 00:00	42,6	6,4	1004	85	”
09 / 06:00	42,7	6,0	1009	75	”
09 / 12:00	43,1	4,7	1009	75	”
09 / 18:00	43,6	3,5	1016	30	trópusi depresszió
10 / 00.00					feloszlás
08 / 18:00			997	100	minimális légnyomás és maximális szélerősség
09 / 14:30			1013	55	partot érés Le Grau-du-Roi mellett

*A légnyomás adatok az UKMet analízisen alapulnak (*a 8-ai 18:00 UTC-s adat az analízistől eltérően korrigálva).



F3.1. ábra - A Rolf ciklon útvonala, illetve a mért adatok alapján becsült 6 óránkénti maximális szélsősebesség és minimális központi légnyomás adatok (*a 8-ai 18:00 UTC-s adat az analízistől eltérően korrigálva)

4. Tünde

Reanalízis animáció: <https://www.youtube.com/watch?v=P6Nd9hNcQUA>

F4.1. táblázat: Felszíni szél- és légnyomás adatok (kék: trópusi vihar erősség, piros: 1-es kategóriájú hurrikán erősség, barna: 2-es kategóriájú hurrikán erősség, vastag kiemelés: maximális szél)

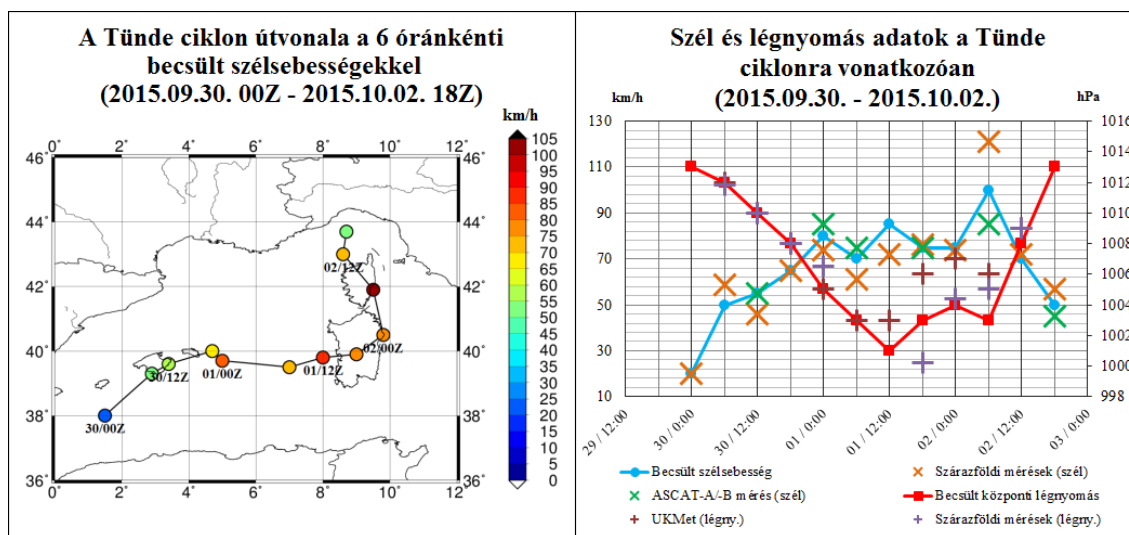
Helyszín	Minimális légnyomás		Maximális szélesség		
	Nap / Idő [UTC]	Légnyomás [hPa]	Nap / Idő [UTC]	10 perces átlagszél [km/h]	Széllökés [km/h]
Ibiza / Es Codola (Baleár-sz.)	30 / 05:00	1011,7			
Ibiza / Es Codola (Baleár-sz.)			30 / 15:00	29,7	48,2
Palma de Mallorca (Baleár-sz.)	30 / 19:00	1011,9			
Menorca / Mehon (Baleár-sz.)	30 / 22:00	1006,5			
Menorca / Mehon (Baleár-sz.)			01 / 00:00	74,1	114,9
Pertusato (Korzika)			01 / 10:00	57,4	92,7
Capo Caccia (Szardínia)			01 / 12:00	72,3	
Pertusato (Korzika)			01 / 13:00	53,7	94,5
Capo Bellavista (Szardínia)			01 / 14:00	50,0	70,4
Capo Frasca (Szardínia)	01 / 15:00	1002,0			
Guspini (Szardínia)	01 / 16:10	1000,2	01 / 16:10	48	
Ersa / Cap Corse (Korzika)			01 / 17:00	76,0	94,5
Ile Rousse (Korzika)			01 / 18:00	70,4	89
Capo Bellavista (Szardínia)	01 / 20:00	1004,3			
Capo Frasca (Szardínia)			01 / 21:00	55,6	
Capo Carbonara (Szardínia)	01 / 21:00	1008,4	01 / 21:00	74,1	
Alistro (Korzika)	02 / 06:00	1006,4	02 / 06:00	64,9	94,2
Alistro (Korzika)	02 / 07:00	1005,0	02 / 07:00	27,8	101,9
Bastia (Korzika)	02 / 09:00	1008,4	02 / 09:00	55,6	94,5
Ersa / Cap Corse (Korzika)	02 / 09:00	1007,8	02 / 09:00	120,5	157,5
Cap Sargo (Korzika)			02 / 09:00	64,9	113,0
Ile Rousse (Korzika)	02 / 09:00	1006,2	02 / 09:00	51,9	87,1
Bastia (Korzika)	02 / 10:00	1007,7			
Capo Mele (Olaszo.)	02 / 11:00	1015,3	02 / 11:00	72,3	101,9
Capo Mele (Olaszo.)	02 / 17:00	1015,9	02 / 17:00	57,4	79,6
Ersa / Cap Corse (Korzika)	02 / 20:00	1019,4	02 / 20:00	50,0	83,3

F4.2. táblázat: Felszíni csapadékadatok

Helyszín	Szept. 28. [mm]	Szept. 29. [mm]	Szept. 30. [mm]	Okt. 1. [mm]	Okt. 2. [mm]	Csapadék-összeg [mm]
Ibiza / Es Codola (Baleár-sz.)	nyom	14,1	0,6	28,8	nyom	43,5
Palma de Mallorca (Baleár-sz.)	6,8	22,0	20,6	0,3	0,0	49,7
Escorca, Lluc (Baleár-sz.)	22,0	29,7	48,2	0,0	0,1	100,0
Sierra de Alfabia (Baleár-sz.)	0,0	15,4	73,1	0,5	0,1	89,1
Menorca / Mehon (Baleár-sz.)	0,0	6,4	46,2	0,0	0,8	53,4
Capo Frasca (Szardínia)	3	7	10	41	-	61
Decimomanu (Szardínia)	0,2	0,4	5,4	11,0	nyom	17,0
Capo Bellavista (Szardínia)	nyom	14	8	25	0,0	47
Capo Caccia (Szardínia)	6	11	14	15	0,0	46
Olbia / Costa Smeralda (Szardínia)	nyom	24,8	40,4	161,1	0,0	226,3
Pertusato (Korzika)	0,0	nyom	6,2	134,2	0,6	141,0
Ajaccio (Korzika)	20,8	nyom	14,5	79,1	2,6	117,0
Alistro (Korzika)	0,0	0,0	18,6	112,9	2,6	134,1
Ersa / Cap Corse (Korzika)	0,0	0,0	0,4	15,5	13,5	29,4
Piedigriggio (Korzika)	0,0	0,0	13,4	152,4	49,8	215,6

F3.4. táblázat: A ciklon 6 óránkénti becsült pozíciója, központi légnyomása, maximális szélessége és típusa

Nap / Idő [UTC]	Szélesség [°N]	Hosszúság [°E]	Légnyomás [hPa]*	Szélesség [km/h]	Típus
30 / 00:00	38,0	1,5	1013	20	trópusi jellegű
30 / 06:00	39,3	2,9	1012	50	”
30 / 12:00	39,6	3,4	1010	55	”
30 / 18:00	40,0	4,7	1008	65	”
01 / 00:00	39,7	5,0	1005	80	”
01 / 06:00	39,5	7,0	1003	70	”
01 / 12:00	39,8	8,0	1001	85	”
01 / 18:00	39,9	9,0	1003	75	”
02 / 00:00	40,5	9,8	1004	75	”
02 / 06:00	41,9	9,5	1003	100	”
02 / 12:00	43,0	8,6	1008	70	”
02 / 18:00	43,7	8,7	1013	50	”
03 / 00:00					feloszlás
01 / 15:15			998	85	minimális légnyomás / partot érés Guspini-tól nyugatra
02 / 06:30			1003	100	partot érés Alistro-tól északra
02 / 09:00			106	120	maximális szélesség



F4.1. ábra - A Tünde ciklon útvonala, illetve a mért adatok alapján becsült 6 óránkénti maximális szélesség és minimális központi légnyomás adatok