

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Természettudományi Kar
Meteorológiai Tanszék

SZUBTRÓPUSI CIKLONOK VIZSGÁLATA

Tudományos Diákköri dolgozat



Készítette:

Héver Annamária

Fizika BSC, Meteorológus szakirány

Témavezető:

Dr. Weidinger Tamás

Konzulens:

Gyöngyösi András Zénó

ELTE Meteorológiai Tanszék, Budapest

2012. január 20.

Tartalomjegyzék

1. BEVEZETÉS	3
2. SZUBTRÓPUSI CIKLONOK.....	4
2.1. A szubtrópusi ciklonok előfordulási helyei	6
2.2. Elméleti modell	8
2.3. A szubtrópusi ciklonok műholdképeken	9
2.4. A szubtrópusi ciklonok összehasonlítása más alacsony nyomású képződményekkel.....	11
3. A SZUBTRÓPUSI CIKLONOK FEJLŐDÉSÉNEK FIZIKAI	13
HÁTTERE	13
3.1. Rossby-hullámok.....	13
3.2. A baroklin instabilitás szemléletes képe.....	14
4. ESETTANULMÁNY	15
4.1. Az Omeke trópusi vihar (2010).....	17
5. ÖSSZEFOGLALÁS.....	27
KÖSZÖNETNYÍLVÁNÍTÁS	27
IRODALOMJEGYZÉK.....	28

1. BEVEZETÉS

A trópusi ciklonokról, elsősorban jelentős pusztító hatásuk miatt, a hurrikán szezonban nap mint nap kapunk híradást és a szakirodalom is sokkal nagyobb figyelmet fordít feléjük, viszont a szubtrópusi óceánok felett kialakuló, hozzájuk leginkább hasonló alacsony nyomású képződményekről igencsak keveset hallhatunk. Fontosnak tartom ezen természeti jelenség részletesebb bemutatását. Ezért is esett választásom a szubtrópusi ciklonok vizsgálatára.

A „ciklon” kifejezés a meteorológiában alacsony nyomású légköri tartományt jelent. Az ilyen képződményeket néha „depresszió”-nak is nevezzük a latin „depressus” (alacsony) szó nyomán. A ciklonok és az anticiklonok is szinoptikus skálájú mozgásrendszerek csoportjába sorolhatóak. A szinoptikus térképeken zárt izobárvonalak jelzik a helyüket. Főbb tulajdonságai közé tartozik még a felszín közelében spirálisan befelé irányuló áramlás is. A spirál az északi féltekén balforgású, a délin pedig jobbforgású. Az ilyen áramlást nevezzük „ciklonális cirkulációnak”. (Czelnai R., 1979)

A szubtrópusi- és trópusi övekben háromféle, viszonylag jelentős méretű ciklonális örvény fordul elő: a legkisebb és legközismertebb „trópusi ciklon”, a lényegesen nagyobb (hideg közepű) „szubtrópusi ciklon” és az India térségében esetenként kialakuló „monszundepresszió”. E három típus közül jelen tanulmányban a szubtrópusi ciklonokkal kívánunk részletesebben foglalkozni.

A szubtrópusi ciklonok létezéséről a szakirodalomban kevés helyen történik említés, pedig a Csendes-óceán szubtrópusi övezetéről készített műholdképeken gyakran megfigyelhetők. Ezek a képződmények általában csak a magassági térképeken azonosíthatóak zárt izohipszákkal, de a száraz évszak végén (amikor a mérsékelt övben tél vége tavasz következik) a szokottnál általában intenzívebbek és ilyenkor jó néhány közülük a felszíni térképeken is megjelenik. Fejlődésüket intenzív csapadéktevékenység kíséri: Hawaii száraz éghajlatú részein pl. az évi csapadék zömét két-három ilyen ciklon szolgáltatja. Ott ezért külön nevet is adtak nekik, „Kona” viharoknak nevezik őket. Rendkívül hosszú életűek: napokig, sőt néha akár hetekig is fennmaradhatnak, megszűnésük sokszor egy, a közelben elhaladó polárfronttal való összeolvadással valósul meg.

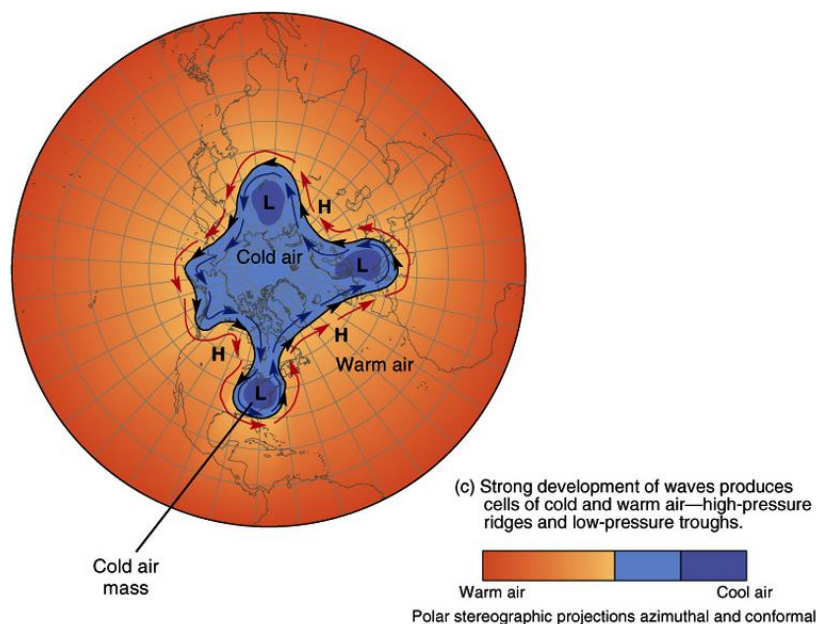
Célunk a szubtrópusi ciklonok szerkezetének, fejlődésük menetének, jellegzetes pályáinak bemutatása, különös tekintettel a Hawaii környékén kialakuló ún. „Kona” viharokra, illetve az Észak-atlanti szubtrópusi ciklonokra.

Választ keresünk arra is, hogy milyen fizikai háttér szükséges egy szubtrópusi ciklon leírásához, illetve hogy milyen időjárási jelenségek kapcsolódhatnak hozzájuk. Továbbá fejlődésük menetét numerikus modellezés segítségével is vizsgáljuk.

Az ilyen típusú ciklonok létrejöttében fontos szerepet játszanak mezoskálájú, nem-hidrosztatikus (konvektív) folyamatok, melyek egy globális modellben nem megfelelően vehetők figyelembe. Ezért választásunk az ELTE Meteorológiai Tanszékén is futtatott, nem-hidrosztatikus, mezoskálájú, WRF modellre esett, amely alkalmas a konvektív folyamatok leírására, valamint lehetővé teszi számunkra, hogy nagyobb felbontásban is vizsgálhassuk a jelenségeket.

2. SZUBTRÓPUSI CIKLONOK

A National Hurricane Center jóvoltából 1972-ben sikerült először azonosítani egy szubtrópusi ciklont, amely a szubtrópusi óceánok fölé mélyen lenyúló Rossby-hullámok nyúlványából keletkezik. (1. ábra)



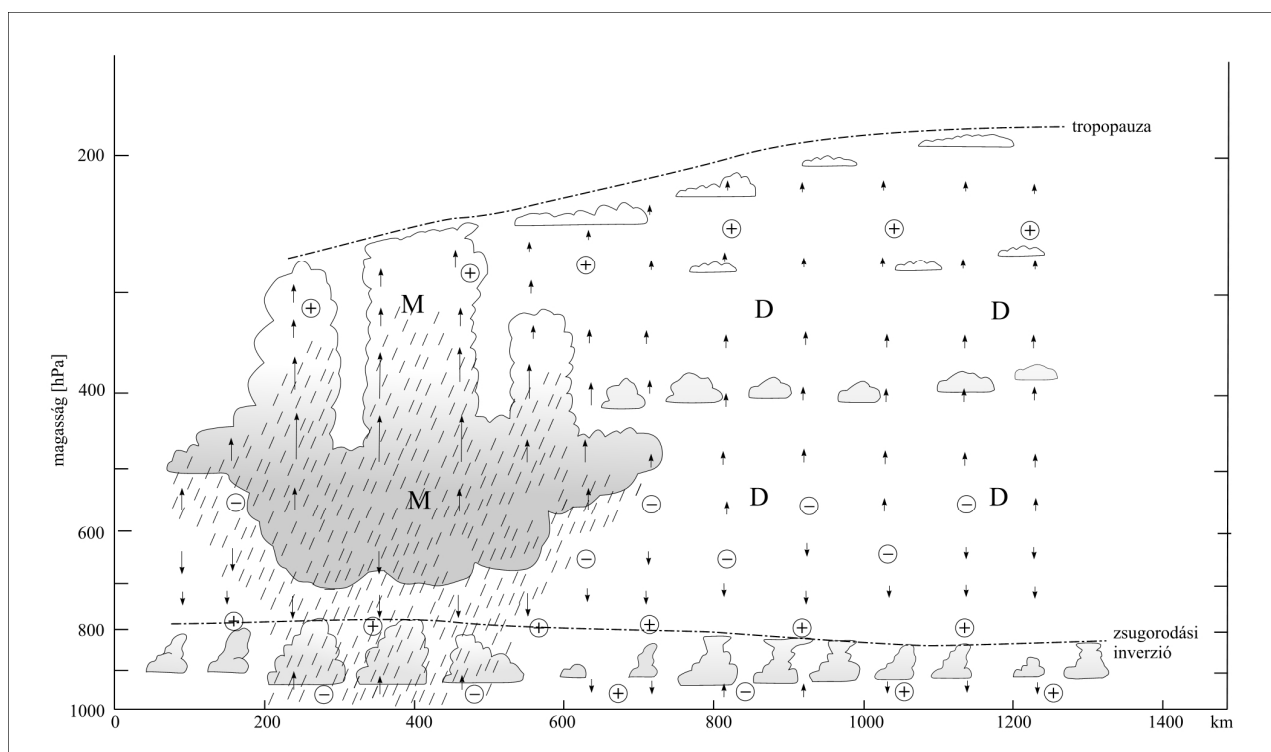
1. ábra. A Rossby-hullám teknőjének lefűződése (hideg légtömeg: kék, meleg légtömeg: piros)
(forrás: beta.ttk.pte.hu/kornyeztudomany/talajtan/geresdi/fejezet8.ppt)

Kedvező esetben az Egyenlítő felé mélyen lenyúló Rossby-hullám teknője "lefűződhet" a polárfrontról és cut-off ciklon keletkezik.

Ezt követően az alacsony nyomású rendszer dél felé sodródik, miközben növekvő szimmetria és erősödő örvénylés jellemzi. Keletkezése során frontális sajátosságait elveszíti.

A leghevesebb szél és a legintenzívebb csapadékhullás a középponttól pár száz km-rel kelet-délkeletre (déli félgömbön kelet-északkeletre) tapasztalható. Ennek magyarázata az, hogy tengelye a függőlegeshez képest felfelé északnyugati (délnyugati) irányba dől, tehát a „magassági” ciklonális örvényekhez képest délkeleti (északkeleti) irányban helyezkedik el a képződmény alacsony szintű „magja”.

A legfejlettebb felhőspirálok a középponttól számított 150 km sugarú belső kör és 650 km sugarú külső kör közé eső övben mutatkoznak. Ilyen értelemben e ciklonoknak kb. 300 km átmérőjű „szemük” is van (de ez jellegében eltér a trópusi ciklonok szemétől). A külső övek felhőspiráljai alacsony felhőkből állnak, mivel ezeket szinte „lefejezi” egy kb. 800 hPa-on elhelyezkedő inverzió, amely a lassú leszálló légmozgás következtében jön létre (2. ábra).



2. ábra. A szubtrópusi ciklonok felhőzetének vertikális szerkezete
(forrás: Czelnai Rudolf: Bevezetés a meteorológiába II.)

Látható, hogy a legintenzívebb feláramlás öve a ciklon tengelyétől kb. 150-650 km között található. Ez a feláramlás a 600 hPa-os szint és a 400 hPa-os szint között a legintenzívebb. A 600 hPa-os szint egyúttal a beáramlás (konvergencia) szintje is. Ez alatt leszálló légmozgások

uralkodnak, amelyek a csapadéksávok alatt a legerősebbek. A felhők alatt az esőcseppek elpárolgása miatt a leszálló levegő nedves adiabatikusan melegszik, tehát a száraz adiabatikusan melegedő leszálló száraz levegőhöz képest egyre alacsonyabb potenciális hőmérsékletű lesz. Ez fokozza a leáramlás intenzitását. A leszálló légmozgások részben áthatolnak a passzát inverzió és így módon az alsó rétegben zavaros áramlási kép alakul ki, mégpedig helyi szélmaximummal, divergenciával és konvergenciával. Ugyanakkor ez az alsó réteg mégis őrzi bizonyos mértékig a passzát szelek nyomait is.

Igazából a pontosabb definíció alapján azt állapíthatjuk meg, hogy mind a trópusi, mind a mérsékelt övi ciklonok tulajdonságait magukban hordozzák, de tisztán egyik csoportba sem lehet besorolni őket. Ahhoz, hogy egy adott terület fölött valóban szubtrópusi ciklon alakuljon ki, a tengerfelszín hőmérsékletének el kell érnie legalább a 20 °C-ot, míg a *trópusi* ciklonok létrejöttéhez ennél magasabb (legalább 26 °C-os) hőmérséklet szükséges. Ez a különbség elválasztja a szubtrópusi és a trópusi ciklonok keletkezési területeit.

A mérsékelt övben kora tavasszal vagy késő ősszel kialakult mély hideg maggal rendelkező *mérsékelt övi* ciklon, a szubtrópusi meleg tengerfelszín fölé sodródva átalakulhat *szubtrópusi* ciklonná, mely egyre alacsonyabb szélességek felé mozogva fokozatosan elveszíti frontális határvonalait (vagyis a „hideg és száraz levegő utánpótlását”).

Az Atlanti-óceán északi medencéjében előforduló szubtrópusi ciklonokat, a trópusi ciklonokhoz hasonlóan, a szélesebb maximuma alapján kettő csoportba sorolták be. *Szubtrópusi depresszió*nak nevezzük azt a képződményt, amelynek a belsejében az uralkodó szélesebb 18 m/s alatt marad. Ha a szél erőssége meghaladja a 18 m/s-ot, akkor már *szubtrópusi vihar*ról beszélünk.

2.1. A szubtrópusi ciklonok előfordulási helyei

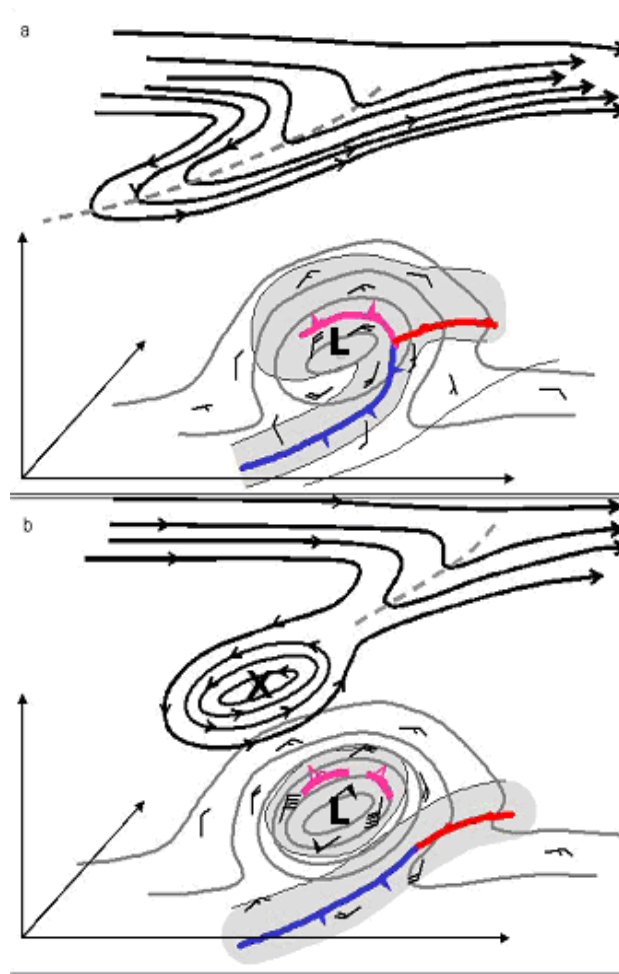
Szubtrópusi ciklonokat leginkább az Atlanti-óceán északi medencéjében figyeltek meg, de kialakulhatnak még a Közép-Csendes-óceán északi részén, az Indiai-óceán térségében, illetve a kevésbé meleg tengerfelszín miatt kisebb eséllyel, a Dél-Atlantikumban is előfordulhatnak (pl. 2011-es Arani szubtrópusi vihar).

A közép-csendes-óceáni szubtrópusi ciklonok, vagyis más néven a Kona viharok az Atlanti-óceán északi medencéjében kialakuló, klasszikus szubtrópusi ciklonok közeli „rokonának” tekinthetők, hiszen kialakulásuk módja szinte teljesen azonos. A fentiekől kicsit eltérőek az arab-tengeri ciklonok. Ezek főként Pakisztán keleti, illetve India

északnyugati részén fordulnak elő a nyári monszun időszakában, és fejlődésükben fontos szerephez jut a monszun jelenség.

2.2. Elméleti modell

Az alábbiakban Guishard (2008) nyomán bemutatjuk a szubtrópusi ciklonok keletkezésének elméleti modelljét.



3. ábra. A szubtrópusi ciklonok keletkezésének elméleti sémája (Guishard 2008).

A szubtrópusi ciklonok az ún. hibrid ciklonok kategóriájába sorolhatóak, amelyek a felső légrétegek hideg- illetve az alsó légrétegek meleg, ciklonális komponenseiből alakulnak ki. Keletkezésük során pozitív örvényesség alakul ki az alsó troposzférában, amely fölött a baroklinitás hatására ciklonkeletkezés figyelhető meg.

A 3. ábra ezen típusú ciklon fejlődését mutatja be. A kezdeti baroklin ciklogenezist szemlélteti a 3. a ábra: a fekete vonalak a felszíni izobárokat, míg az L betű a központi alacsony nyomású területet jelöli. A nyilak a felső-troposzférikus áramvonalakat szemléltetik (pl. 300 hPa-os

áramlási szint). A talaj közeli frontot hagyományos módszerrel jelölik. A sáírozott felületek az összefüggő cirrus mezők helyzetét ábrázolják, amelyek az emelkedő légmozgás következményeként jöttek létre. A szaggatott vonal pedig a magassági teknő tengelye.

A 3. b ábrán megfigyelhetjük, ahogyan a magassági teknő lefűződik és a felszíni okklúzió elkülönítetté válik a fő baroklin zónától. A nyugatias áramlásról történő lefűződés következtében a magassági rétegekből hideg-depressziók alakulnak ki (az ábrán X-szel jelölve).

2.3. A szubtrópusi ciklonok műholdképeken

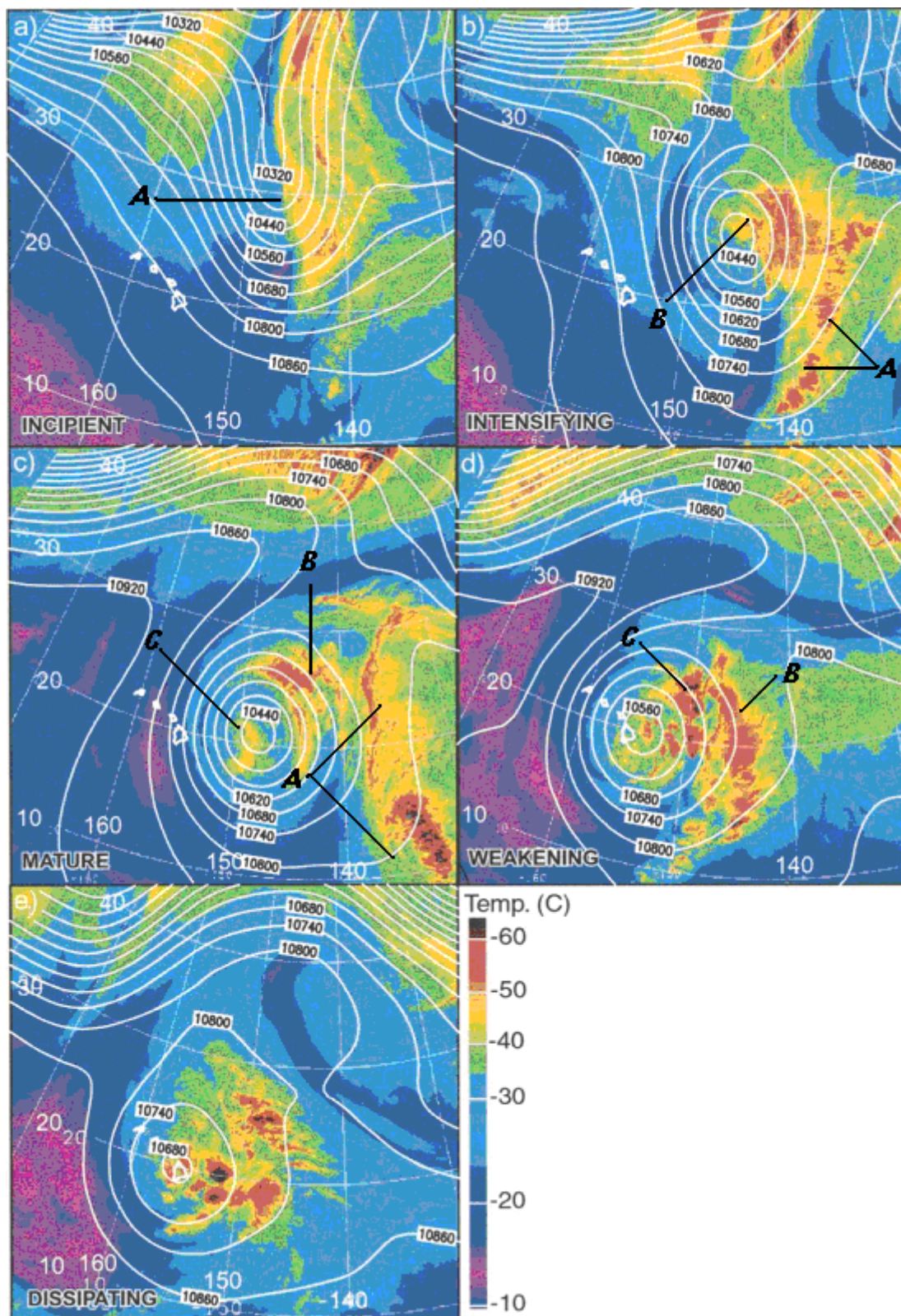
A GOES-9 vízgőzképei (WV) kiválóan alkalmasak a Kona ciklonok felső troposzférában történő fejlődésmenetének bemutatására (4.ábra).

A kezdeti szakaszban egy hosszan elnyúló felhősávot figyelhetünk meg. A következő stádiumban az előbb említett felhősáv egyre inkább dél felé húzódik, természetesen ezt a folyamatot a műholdképeken is nyomon követhetjük. Konvektív cellák jelenlétére a kialakult két felhőzóna közötti éles hőmérsékleti gradiensből következtethetünk. Távolságuk akár több mint 600 km is lehet.

Érett szakaszban a két szinoptikus skálájú felhőzóna mellett kialakul egy harmadik is a cirkulációs központ keleti felén. A műholdképek alapján a C és a B felhőzónán belül jelenhetnek meg konvektív cellák, az A-val jelölt zónában többnyire magas szintű cirrus, illetve altostratus felhőzet dominál.

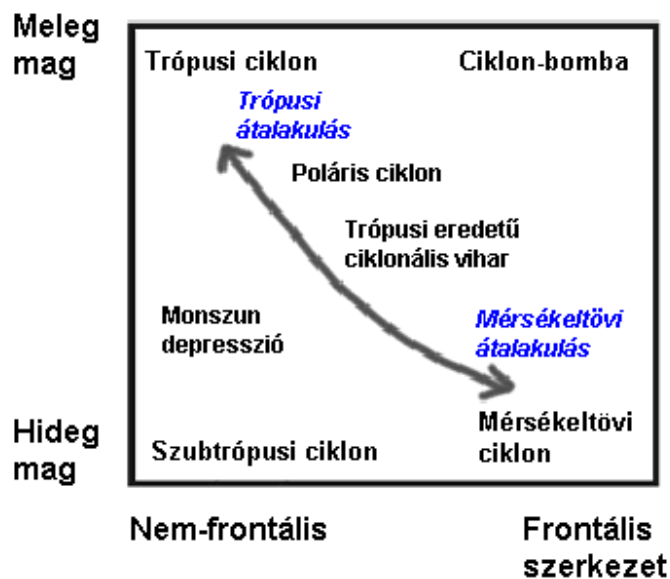
Gyengülő szakaszban már csak kettő szinoptikus skálájú felhőzóna látható. A C és a B felhőzóna tartalmazhat még konvektív cellákat, de egyre inkább a cirrus és altostratus válik uralkodóvá.

A leépülő fázis WV képén még mindig találhatunk izolált cellákat, amelyek még okozhatnak intenzív csapadéktevékenységet.



4. ábra. Az 1997. 02. 24-28-i Kona ciklon fejlődésmenete WV műholdképen (Morisson and Businger, 2000)

2.4. A szubtrópusi ciklonok összehasonlítása más alacsony nyomású képződményekkel



5. ábra. A ciklonális rendszerek osztályozása (Beven et al., 1997)

Az 5. ábra a szinoptikus skálájú, alacsony nyomású rendszerek (ciklonok) különböző típusait mutatja be szerkezetük és hőmérséklet eloszlásuk alapján csoportosítva. Látható, hogy a szubtrópusi ciklonok (a meleg tengerfelszín okozta diabatus fűtőhatás következtében létrejött, nem-hidrosztatikus, konvektív folyamatok miatt) keletkezésük során a mérsékelt övi ciklonokra jellemző frontális szerkezetüket elveszítik, így módon a trópusi ciklonokkal való hasonlóságra tesznek szert, de mindvégig megőrzik hideg középpontjukat (mely a trópusi ciklonoktól való legfontosabb különbségük).

A következőkben bemutatjuk a sokkal ismertebb, részletesebben dokumentált, bővebb irodalommal rendelkező trópusi ciklonok főbb jellemzőit, melyeket az Atlanti-óceán medencéjében hurrikánoknak, a Csendes-óceánban tájfunnak, míg Ausztráliában willy-willy-nek neveznek. Ezután rámutatunk a trópusi és szubtrópusi ciklonok jellemzőinek főbb különbségeire. A trópusokon kialakuló ciklonok nem két légtömeg határán, hanem teljes egészében a trópusi légtömegben belül képződnek, ezért frontokat nem találunk bennük. Létrejöttükben fontos szerepet játszik a magas hőmérsékletű (legalább 26 °C-os tengerfelszín hőmérséklet, *Sea Surface Temperature*, SST) felszín által fűtött meleg, nedves trópusi levegő. Az SST határozza meg, hogy mely területeken és időszakokban jöhetnek létre. A meleg óceán felett páradús, forró levegő emelkedik a magasba mely az eltérítő erő hatására spirális forgásba kezd (északi féltekén az óramutató járásával ellentétes, a délin megegyező irányban).

A ciklon középpontjában (a legkisebb a légnyomású terület környezetében) kialakul egy lefelé mozgó áramlás, ahol a felhőzet feloszlik. Ezt a területet nevezik a ciklon szemének, melynek mérete kb. 15-40 km-es. A szemet gyűrű alakban óriási felhőfal övezi, melyet a rendkívül heves feláramlások hoznak létre. Ez a viharzóna. A felhőfal a teljes troposzférát átfogja, tipikus felhője a jól fejlett cumulonimbus, melyből igen intenzív csapadék hullik. A zóna átmérője 25-60 km. Innen a ciklon középpontjától kifelé távolodva, a szélesség és a csapadékintenzitás csökken, a légnyomás pedig emelkedik.

Az I. táblázatban összehasonlítjuk a szubtrópusi illetve a trópusi ciklonok legfontosabb tulajdonságait (kialakulás, szerkezet, jellemzők, stb.).

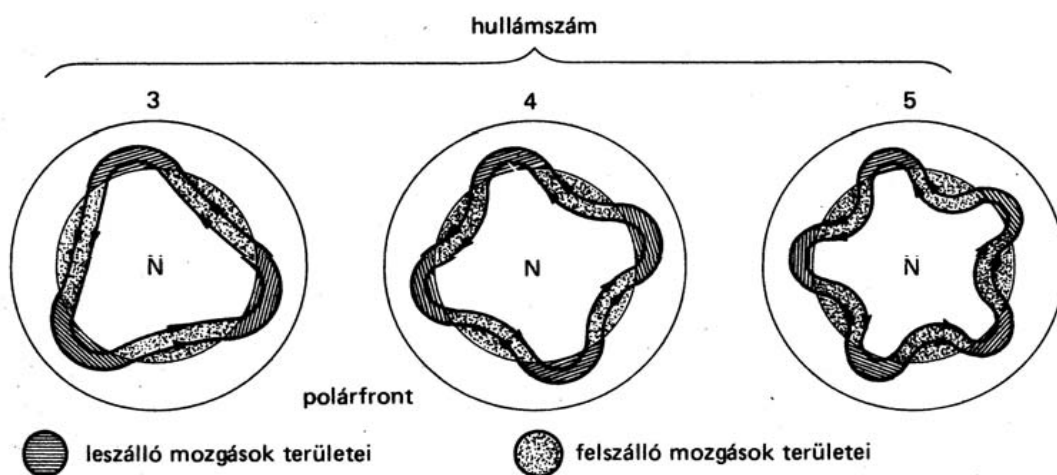
Trópusi ciklon	Szubtrópusi ciklon
<i>Trópusi óceánok felett alakul ki (10-20N szélességek között)</i>	<i>Szubtrópusi óceánok felett alakul ki (20-40N szélességek között)</i>
<i>Alacsony szinten gyenge szélnyírás</i>	Magas légrétegekben elhelyezkedő tekő (elhanyagolható alacsonyszintű szélnyírás)
Diabatikus fűtőhatás	Diabatikus fűtőhatás + <i>baroklin instabilitás</i> („hibrid ciklon”)
(Trópusi) légtömegben belül képződik, így frontokat nem találunk benne	Konvektív folyamatok miatt frontális szerkezetüket elveszíti
Fűtőhatás következtében <i>meleg mag</i>	Megőrzi (mérsékelt övi ciklonhoz hasonló) <i>hideg középpontját</i>
<i>Magasabb SST</i> (legalább 26 °C)	<i>Alacsonyabb SST</i> (legalább 20 °C)
<i>Pusztító szélesség</i> (>33 m/s)	Erősen viharos (18-33 m/s)

I. táblázat. A trópusi-illetve a szubtrópusi ciklonok összehasonlítása

3. A SZUBTRÓPUSI CIKLONOK FEJLŐDÉSÉNEK FIZIKAI HÁTTERE

3.1. Rossby-hullámok

A hideg sarkvidéki, ill. a meleg trópusi légtömegeket elválasztó frontfelület (polárfront) nagy hullámhosszúságú meridionális perturbációit nevezzük Rossby-hullámoknak. A tehetetlenségi hullámok egy speciális fajtáját alkotják, amelyek alapvető fontosságúak a nagyterségű légköri folyamatokban. Dinamikájukat az 1930-as évek közepén C. G. Rossby svéd meteorológus írta le elsőként (Götz G.- Rákóczi F., 1981). Abból indult ki, hogy az általános légkörzés „Hadley-celláiban” a pólus felé áramló levegő megőrzi impulzusnyomatékát, se ennek következtében a szubtrópusi övben egy nagysebességű, csatornaszerű magaslégköri áramlás (jet) alakul ki. Ez dinamikai okokból hullámszerűvé válik, vagyis létrejön egy áramlási alakzat, melyet ma „Rossby-hullámnak” nevezünk. A Rossby-hullámokról leszakadó örvények (ún. mérsékelt övi ciklonok) kulcsszerepet játszanak a magasabb szélességek felé irányuló hőtranszport lebonyolításában. Nagyon lényeges, hogy a Rossby-hullámok különféle pozíciókat és alakzatokat képesek felvenni, és ettől függően változnak a „ciklonpályák” (Czelnai R., 2007)



6. ábra. Különböző hullámhosszú Rossby-hullámok (Czelnai Rudolf: Bevezetés a meteorológiába)

A Rossby-hullám hullámszámát a hőmérséklet-kontraszt a forgási szögsebesség, és egyéb fizikai tulajdonságok befolyásolják. Globális hullámszám átlagosan 3-6 között alakul, de igen ritkán akár 8 is lehet. Stabil képződmények, az egész hullámrendszer többé-kevésbé állandó sebességgel, rendszerint kelet felé helyeződik át (progresszív mozgás), de a hullámkép lehet egy helyben álló (stacionárius), sőt ritkán tapasztalható retrográd áthelyeződés is.

3.2. A baroklin instabilitás szemléletes képe

A mérsékelt övi ciklonok mellett a szubtrópusi ciklonok kialakulásához és fejlődéséhez is nagymértékben hozzájárul az ún. *baroklin instabilitás*, ezért az alábbiakban Tél Tamás (2003) jegyzete alapján összefoglaljuk a baroklin instabilitás szemléletes képét.

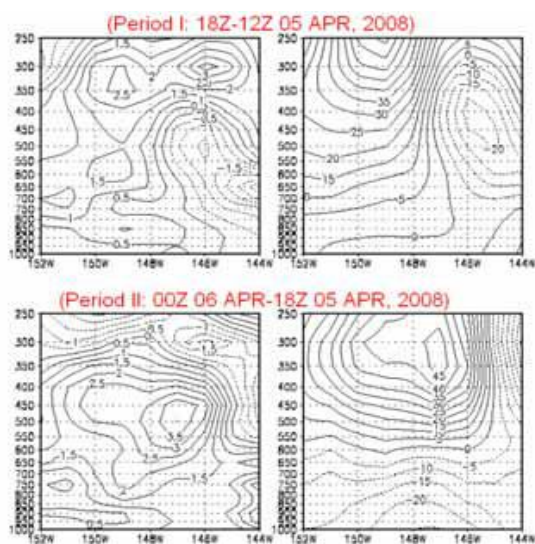
Geosztrofikus egyensúlyban olyan áramlások is kialakulhatnak, melyekben az állandó sűrűségű felületek ferdek. Ezt az állapotot csakis az erős forgatás tarthatja fenn, s nyilván nem felel meg a potenciális energia minimumának, hiszen ahhoz vízszintes rétegződés tartozik.

Az instabilitás lehetősége egyszerű gondolatmenettel megmutatható. Tekintsünk egy folytonosan rétegzett közeget, melyben a sűrűségfelületek északra emelkednek. Kövessünk egy folyadékkelemet, melyet egyensúlyi helyzetéből kicsit kimozdítunk, az elmozdulás felfelé történik, ráadásul az azonos sűrűségű felületek γ dőlésszögénél nagyobb szögben. A folyadék így alacsonyabb sűrűségű környezetbe kerül, s ezért lefelé mozdul el. Ezáltal közelebb került kiindulási állapotához, mely tehát stabil. Teljesen más a helyzet a γ szögnél alacsonyabb szögben történő elmozdulásokra. A folyadékreszecske ekkor a sajátjánál nagyobb sűrűségű közegbe kerül, rá eredő felhajtóerő hat, ezért emelkedik, s így távolodik eredeti helyzetétől. A kezdeti állapot tehát instabil, minden olyan elmozdulásra, mely a vízszintes sík és az állandó sűrűségű felület által bezárt szögtartományba esik. Az ilyen elmozdulás következtében az állandó sűrűségű felület a vízszintes felé fordul, tehát helyzeti energia szabadul fel. Ez a jelenség homogén folyadékokban nem fordulhat elő, ezért az instabilitást baroklin instabilitásnak hívjuk. Az instabilitás hajtóereje tehát a döntött sűrűségfelületekben felhalmozódott helyzeti energia. Ez az energia elegendően lapos szögben zajló zavaráramlás hatására felszabadul, az áramlás laminaritását megtöri, és erősödő hullámmozgáshoz, baroklin hullámok kialakulásához vezet (Tél T., 2003).

4. ESETTANULMÁNY

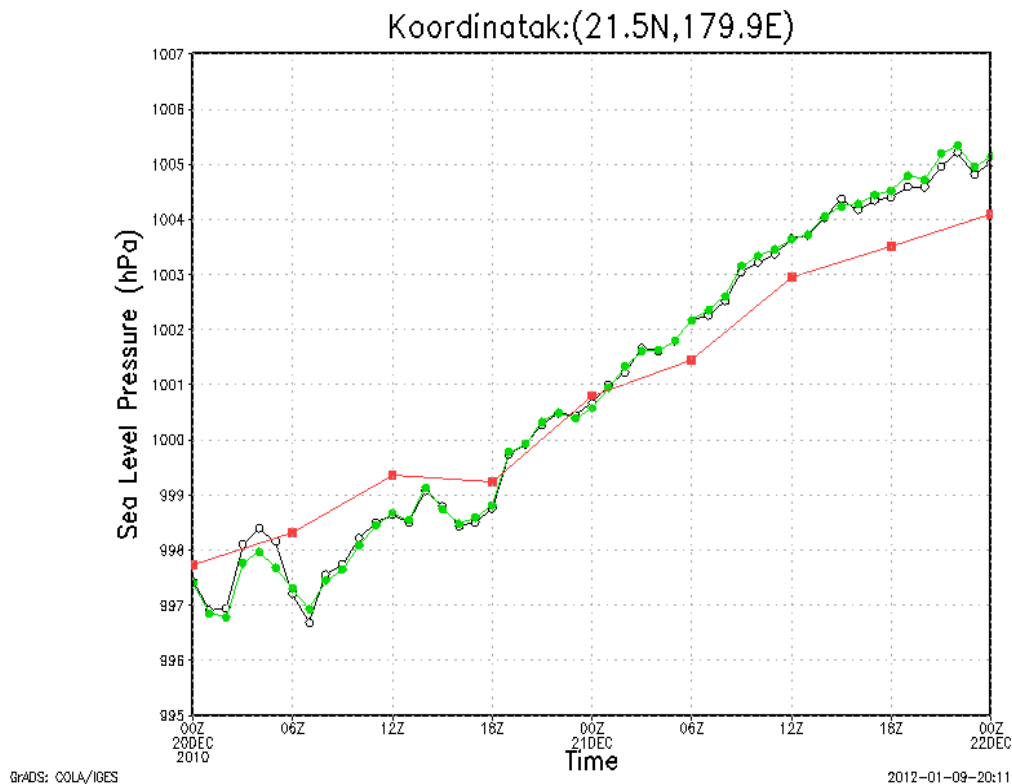
A Hawaii-i Meteorológiai Szolgálat szakembereit már régóta foglalkoztatja a szubtrópusi ciklonok szerkezete, dinamikája, külön hangsúlyt fektetve a Kona ciklonokra. Így már számos publikáció, esettanulmány látott napvilágot ezzel a kérdéskörrel kapcsolatban: pl.: Ian Morrison és Steven Businger nagy mértékben hozzájárultak ahhoz, hogy megismerhettük ezen nyomási képződményeket. Hsi-Chyi Yeh és Yi-Leng Chen a WRF (ARW) mezoskálájú modell felhasználásával végeztek numerikus vizsgálatokat (2009).

Az 7. ábrán a 2008. április 5-i Kona ciklon numerikus modellel számított hőmérsékleti és a geopotenciális magassági mezőinek vertikális metszetét láthatjuk:



7.ábra. A hőmérsékleti (bal oldal)- és a geopotenciális magassági (jobb oldal) mezők vertikális metszete 2008. 04. 05. 12Z-18Z (fent) illetve 2008. 04. 05. 18Z – 04. 06. 00Z (lent)

E kutatómunkák mintájára, illetve ezekre támaszkodva, az ELTE Meteorológiai Tanszékén futtatott WRF modell segítségével numerikus kísérletet végeztünk egy szubtrópusi ciklon nyomon követésére. Az FNL (Final) analízis mezők újrafuttatását azért tartottuk szükségesnek, mert így lehetőségünk nyílt nagyobb felbontású produktumok előállítására, beágyazott tartomány készítésére, illetve a szinoptikus megfigyelések által rögzített adatokat nagyobb pontossággal kaptuk vissza (8.ábra).



8.ábra. A tengerszintre átszámított légnyomás menete az FNL és a WRF adatok alapján.

A 8.ábrán a 2010. december 20-22. közötti időszakban a tengerszintre átszámított légnyomás menetét mutatjuk be. Ez az összehasonlítás alátámasztja azt a feltevésünket, hogy valóban indokolt volt a WRF modell használhatósága, ugyanis már 30 km-es felbontással (zöld vonal) is megközelítőleg visszakaptuk a dokumentáltan mért 997 hPa-os legalacsonyabb nyomási értéket. A 10 km-es felbontással készült futtatás eredményei (fekete vonal) egy kicsivel részletesebb képet mutat, de nagy eltéréseket nem figyelhetünk meg a nyomási értékekben. Az ábra alapján egyértelműen kijelenthetjük, hogy az FNL analízis mezők (piros vonal) nem alkalmasak ilyen kis skálájú konvektív folyamatok részletesebb vizsgálatára (nyomási teknő sem látható igazán), ehhez részben az is hozzájárul, hogy csak 6 óránként tartalmaznak adatokat.

Feladatom során az első lépés egy eset kiválasztása volt, ezt követte a modellterület megadása, végül ki kellett értékelni a modell output adatait. A választás a 2010. december 18-22-i szubtrópusi ciklonra esett, melynek különlegessége az volt, hogy ennél az esetnél egy szubtrópusi ciklon trópusi viharra való átalakulását is figyelemmel kísérhetjük.

Az eredmények ismertetése előtt felvázoljuk röviden a *Weather Research and Forecasting* (WRF) mezoskálájú modell főbb tulajdonságait (Klemp et al., 2007), mely egy numerikus, mezoskálájú (1-10 km-es horizontális felbontásra megfelelő) időjárás előrejelző és

adatasszimilációs rendszer, mely kutatási és operatív célokra egyaránt alkalmas. Hidrosztatikus és nem hidrosztatikus változatban is futtatható. Az Egyesült Államokban fejlesztették ki a szoftvert, amely munkában több szervezet is részt vett, pl.: az NCAR MMM (National Center for Atmospheric Research Mesoscale and Microscale Meteorology Division), NOAA NCEP (National Oceanic and Atmospheric Administration National Centers for Environmental Prediction), NOAA FSL (Forecast System Laboratory), illetve ezeken kívül számos további kutatóintézet és egyetemi tanszék is közreműködött. A modell nyílt forráskódú, így szabadon fejleszthető. Alapvetően két fő változata létezik: Az operatív előrejelzői munka során inkább a *Nonhydrostatic Mesoscale Model* (NMM) változatot, míg kutatási feladatok végrehajtásához általában az *Advanced Research WRF* (ARW) változatát használják. Ezen kívül létezik kifejezetten hurrikánok követésére kifejlesztett változata is (*Hurricane WRF*, HWRF) illetve más bolygók légkörének modellezésére alkalmas változata is (*planetWRF*). Kémiai modellel is összekapcsolható (WRF/Chem), mely levegőkémiai modellezésre is alkalmassá teszi. Jól alkalmazható a mezoskálájú folyamatok prognosztizálására, esettanulmányok készítésére. A korábbi esetek tanulmányozásához az NCEP Final Analysis (FNL) illetve a 2000. év előtti esetekre a Reanalysis globális adatbázisok használhatóak bemenő adatként.

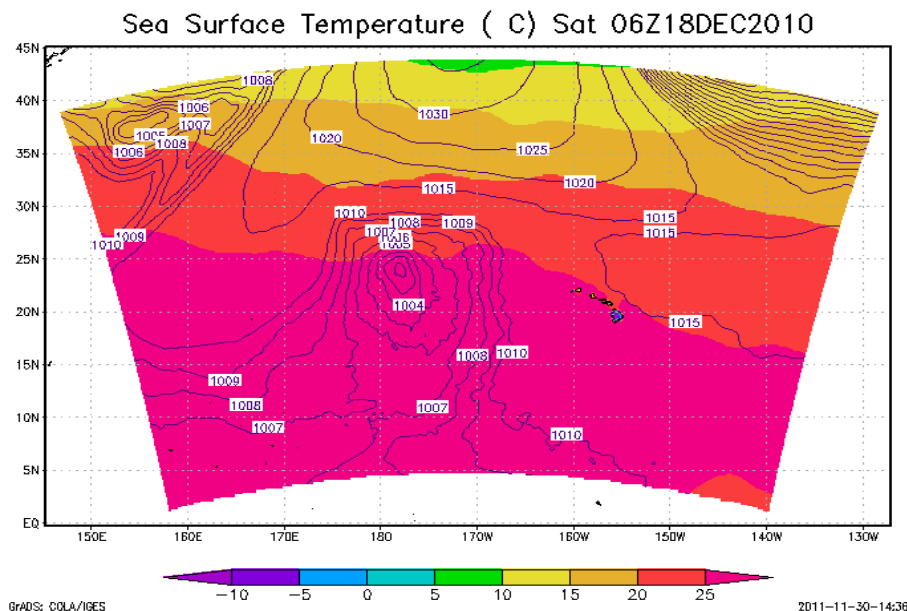
A WRF modell által szolgáltatott eredmények kiértékeléséhez, a GRADS (Grid Analysis and Display System) rácsponti adatokat feldolgozó és megjelenítő szoftvert alkalmaztuk. Ennek segítségével számos térképet és metszetet készíthetünk, a több mint 100-féle WRF modell által előállított, két- illetve háromdimenziós, időben változó, kimeneti mezőkből.

4.1. Az Omeka trópusi vihar (2010)

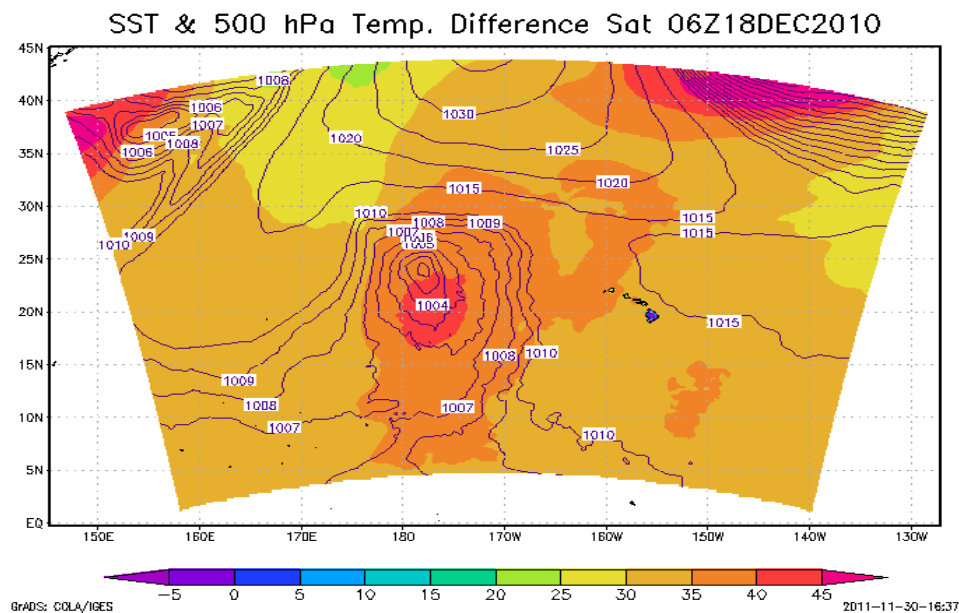
A WRF modellt 2010. december 18. 00 UTC és 2010. december 22. 00 UTC közötti időszakra futtattuk, 30 km-es felbontással. A viszonylag hosszú vizsgált időszak miatt, a futtatás közel 13 órát vett igénybe egy GNU Debian Linux operációs rendszerrel ellátott, Intel P4-es 3.2 GHz teljesítményű számítógépen. A modelltartomány középpontjául a Lisianski-sziget koordinátáit adtuk meg (26.03N, 174.00W).

A szubtrópusi ciklon kialakulásához szükséges legfontosabb feltételek (*Morrison and Businger et al., 2002*), melyeknek területi eloszlását a vizsgált időszak elején a 9. és 10. ábra szemlélteti:

- A tengerfelszín hőmérséklete nem lehet hidegebb 19 °C-nál. Az eddigi vizsgálatok szerint, a ciklon képződés számára legkedvezőbb eset az, ha az SST értéke 24 °C körüli. Ha azonban a hőmérséklet eléri, sőt meghaladja a 26 °C-ot, akkor ezek a ciklonok viszonylag elég gyorsan trópusivá alakulhatnak át.
- A felszín és az 500 hPa-os nyomási szint hőmérséklet különbségének el kell érnie a 38-40 °C-ot. Így a két szint között feltételes instabilitás alakul ki, azaz van olyan szint, ahol a légréteg a látens hővel ellátva instabil helyzetben lehet, de ahhoz, hogy ezt ki tudja használni, valahogyan el kell jutnia a szabad konvekció szintjéig. Tehát van egy szakasz, amit magától nem képes megtenni, de ha valamilyen jelenség megemeli, egy szint után már önálló mozgásba kezd, és ha van elég nedvesség a légkörben, akkor képes konvekciót létrehozni.



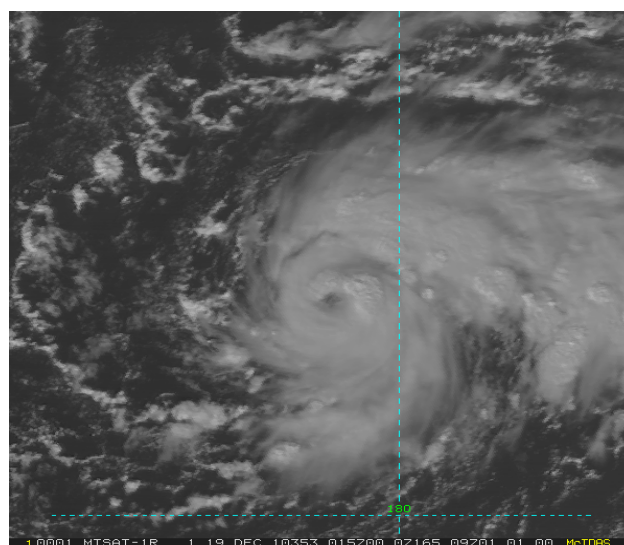
9. ábra. A tengerfelszín hőmérséklete (SST) [°C] és a tengerszintre átszámított légnyomás [hPa] a WRF modell alapján (2010. 12. 18 06 UTC)



10. ábra. Az SST és az 500 hPa-os szint hőmérsékletének különbsége [°C] és a tengerszintre átszámított légnyomás [hPa] a WRF modell alapján (2010. 12. 18. 06 UTC)

A 9. és 10. ábrán látható, hogy az említett két kritérium a modelltartomány középponti területein egyszerre teljesül.

Az Omeka trópusi vihar 2010. december 18.-22. közötti időszakban volt megfigyelhető a Csendes-óceán keleti részén. A műholdképen (11. ábra) jól láthatóak a spirális felhőkarok, illetve a ciklon szeme is könnyen felfedezhető.



11. ábra. Az Omeka trópusi vihar látható tartományú műholdképen (2010. 12. 19.)
(forrás: <http://wattsupwiththat.com/2010/12/18/central-pacific-storm-looks-like-a-hurricane-but-is-it/>)

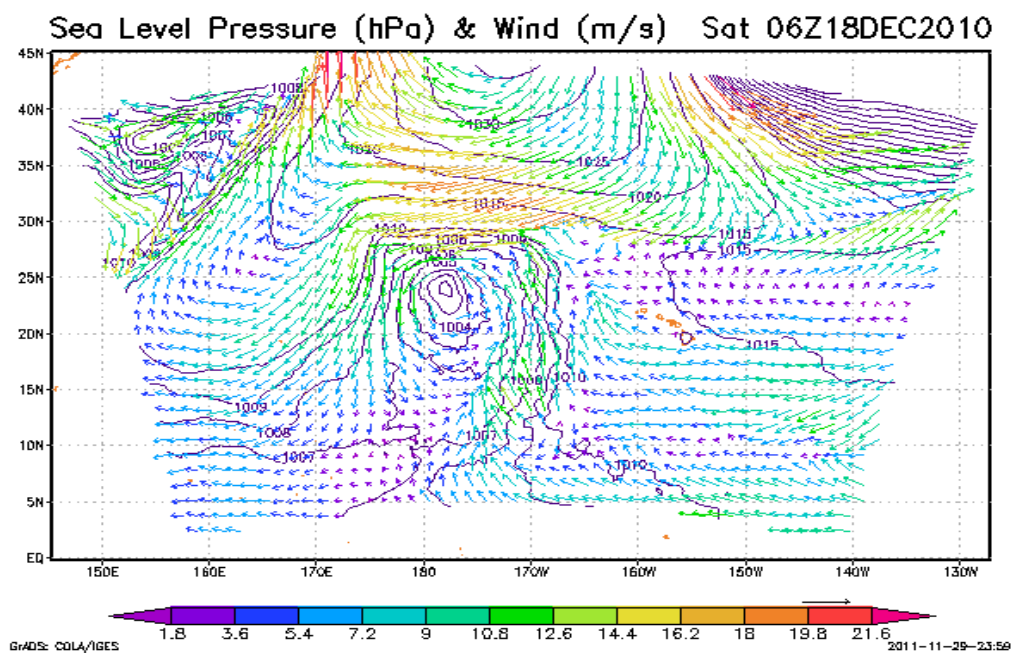
A vihar néhány adatát a II. táblázatban mutatjuk be:

LAT	LON	TIME	WIND (knot)	PR (hPa)	STAT
24.6	-178.7	12/17/18Z	30	1003	EXTRATROPICAL DEPRESSION
24.2	-178.5	12/18/00Z	30	1002	SUBTROPICAL DEPRESSION
23.8	-178.6	12/18/06Z	30	1002	SUBTROPICAL DEPRESSION
23.6	-178.7	12/18/12Z	35	1002	TROPICAL STORM
23	-179.8	12/18/18Z	35	1002	TROPICAL STORM
22.2	-180.6	12/19/00Z	40	1001	TROPICAL STORM
21.6	-180.9	12/19/06Z	45	1000	TROPICAL STORM
21.1	-181	12/19/12Z	50	999	TROPICAL STORM
20.4	-180.9	12/19/18Z	50	999	TROPICAL STORM
20.1	-180.1	12/20/00Z	45	998	TROPICAL STORM
20.4	-178.9	12/20/06Z	45	997	TROPICAL STORM
21	-177.3	12/20/12Z	45	997	TROPICAL STORM
22.4	-176.1	12/20/18Z	35	999	TROPICAL STORM
23.8	-174.6	12/21/00Z	35	1000	TROPICAL STORM
25.4	-173.7	12/21/06Z	35	1001	TROPICAL STORM
27	-173	12/21/12Z	35	1002	TROPICAL STORM
29	-172.6	12/21/18Z	35	1002	TROPICAL STORM
30.7	-172.2	12/22/00Z	30	1002	TROPICAL DEPRESSION
32.2	-172.4	12/22/06Z	30	1004	TROPICAL DEPRESSION
33.3	-172.3	12/22/12Z	25	1006	TROPICAL DEPRESSION
34.1	-172	12/22/18Z	25	1008	TROPICAL DEPRESSION

II. táblázat. A trópusi vihar adatai (szélességi fok, hosszúsági fok, dátum, szélesség, nyomás, minősítés)
(forrás: http://weather.unisys.com/hurricane/e_pacific/2010/index.html)

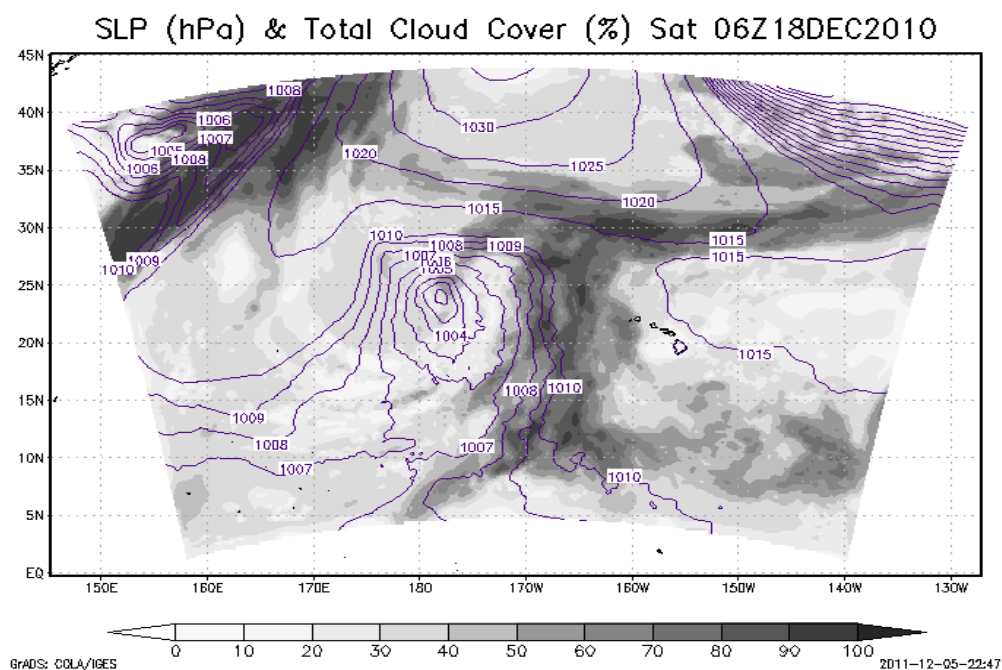
Az Omeka kialakulása a Csendes-óceán nyugati részén mozgó mérsékelt övi ciklonhoz köthető. Ugyanis a kezdeti szubtrópusi depresszió valószínűleg erről a rendszerről szakadhatott le a dátumválasztó vonal közelében.

2010. 12. 18-án 06 UTC-kor a légnyomás már 1002 hPa-ra esett vissza, a szélesség pedig helyenként elérte a 11 m/s-ot. Az ábrán tökéletesen kivehető a ciklon szeme, melynek belsejében közel szélcsend uralkodik, illetve az is megfigyelhető, hogy a szél mindenütt a ciklon középpontja felé fúj enyhén spirális pályán (12. ábra).



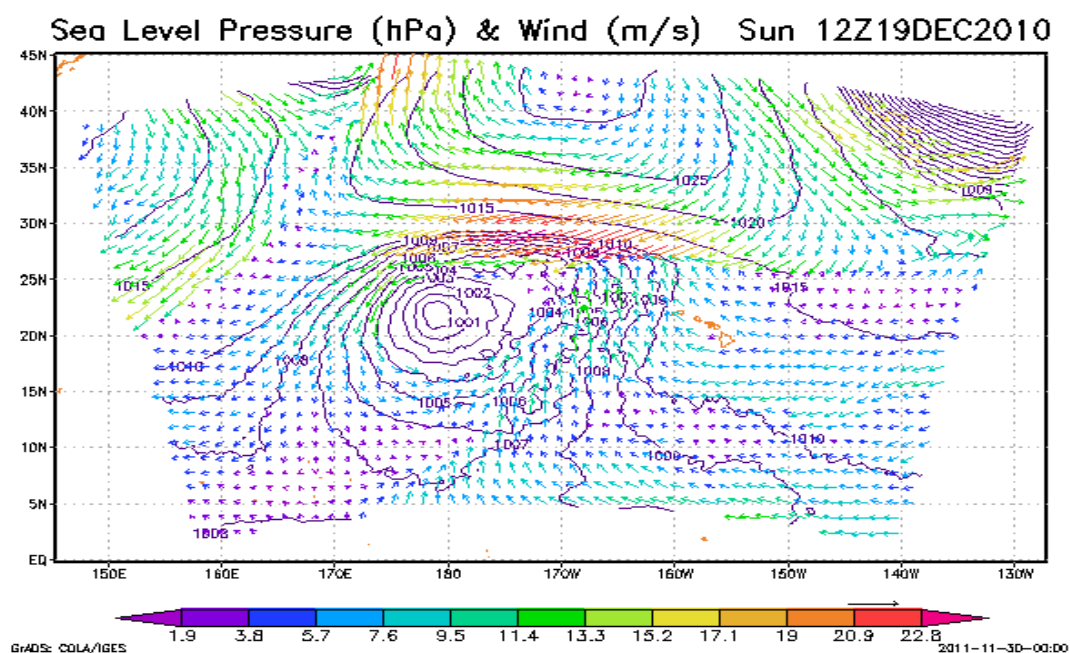
12. ábra. Tengersizti légnyomás és az 1000 hPa-os nyomási szintre számított szél a WRF modell alapján (2010. 12. 18. 06 UTC)

A 13. ábra szemlélteti a középszintű felhőzet mennyiségét: nem nehéz feladat azonosítani a ciklon szemét, ahol derült idő uralkodik, körülötte spirális formájú felhőzóna látható.



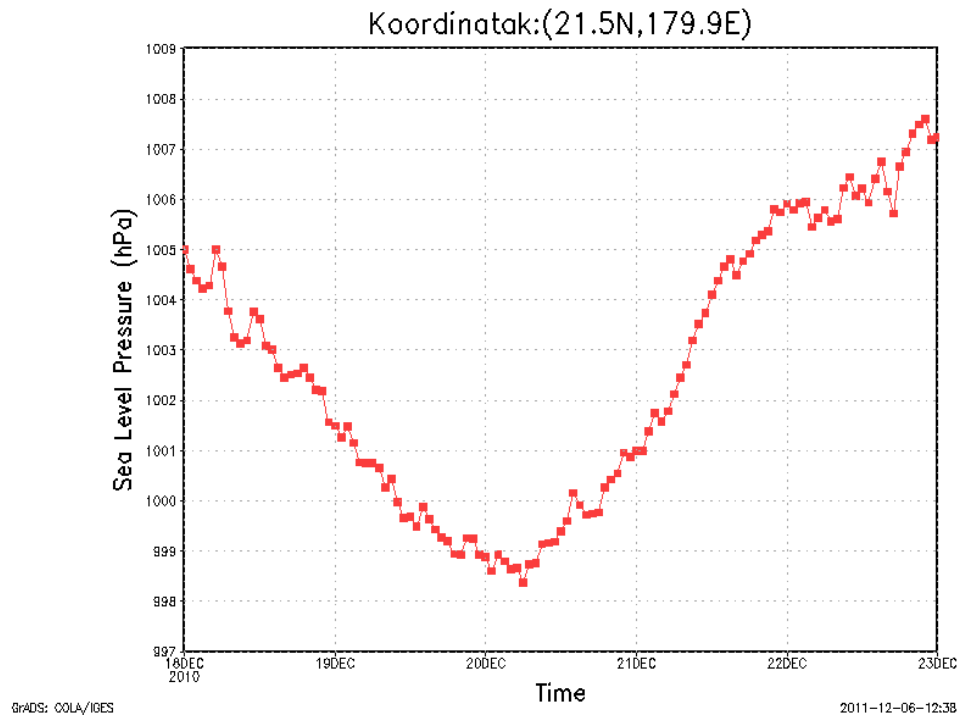
13. ábra. Tengersizti légnyomás és a felhőzet mennyisége %-ban (2010. 12. 18. 06 UTC)

A ciklonközpont közelében kialakult ún. mélykonvekciós zóna a meleg tengervíznek köszönhetően tovább erősödött, már-már trópusi ciklonokra jellemző vonások is megfigyelhetők voltak benne. A JTWC (Joint Typhoon Warning Center) szerint azonban a képződmény mindaddig szubtrópusi marad, amíg a cirkuláció középpontja körül jelen van a „hideg mag”. Viszont 2010. 12. 19. 06 és 12 UTC között a depresszió belsejében a szélsősebesség maximuma elérte, sőt meghaladta a 23 m/s-ot (kb.84 km/h), így a trópusi vihar kategóriába sorolták át. Mikor túllépte a 65 km/h-s szélsősebesség értéket, megkapta az Omecka nevet (14. ábra).

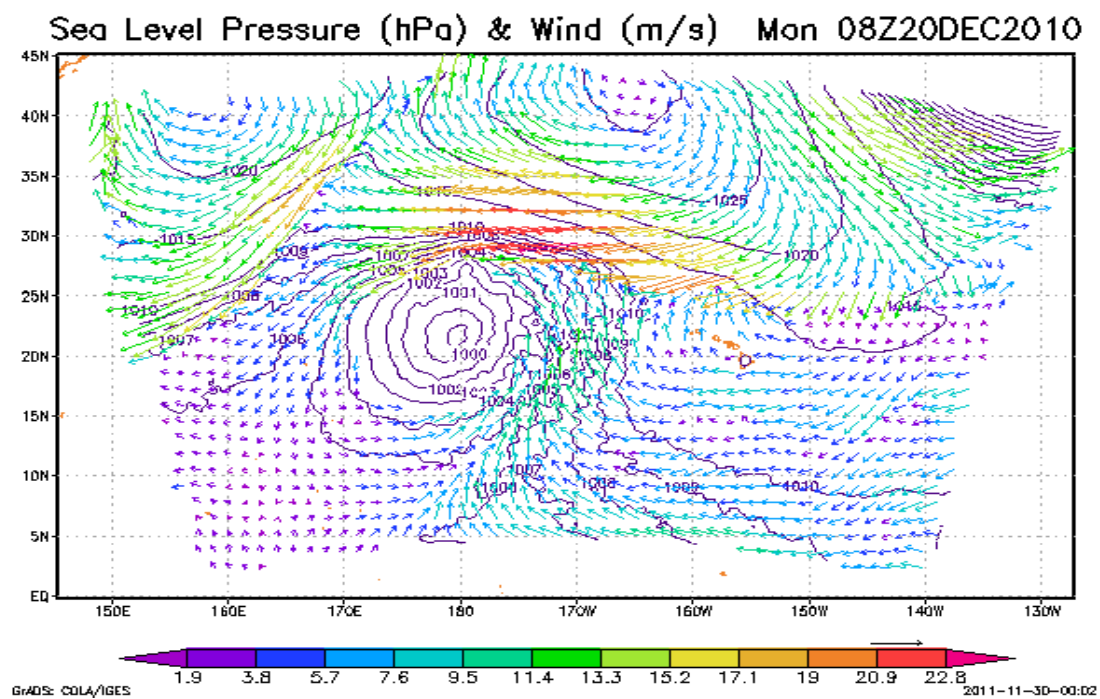


14. ábra. Tengersizti légnyomás és az 1000 hPa-os nyomási szintre számított szél (2010. 12. 18. 12 UTC)

2010. 12. 20-án 08 UTC-kor a rendszer erősödött, a központi nyomás tovább süllyedt és elérte a 997 hPa-os legalacsonyabb értékét (15. és 16. ábra). További érdekességgént megemlíthető, hogy a Közép-Csendes-óceáni medencében az 1997-es Paka trópusi vihart követően ez volt az első decemberi ciklon.



15. ábra. A tengerszintre átszámított légnyomás menete az 5 napos időszak alatt



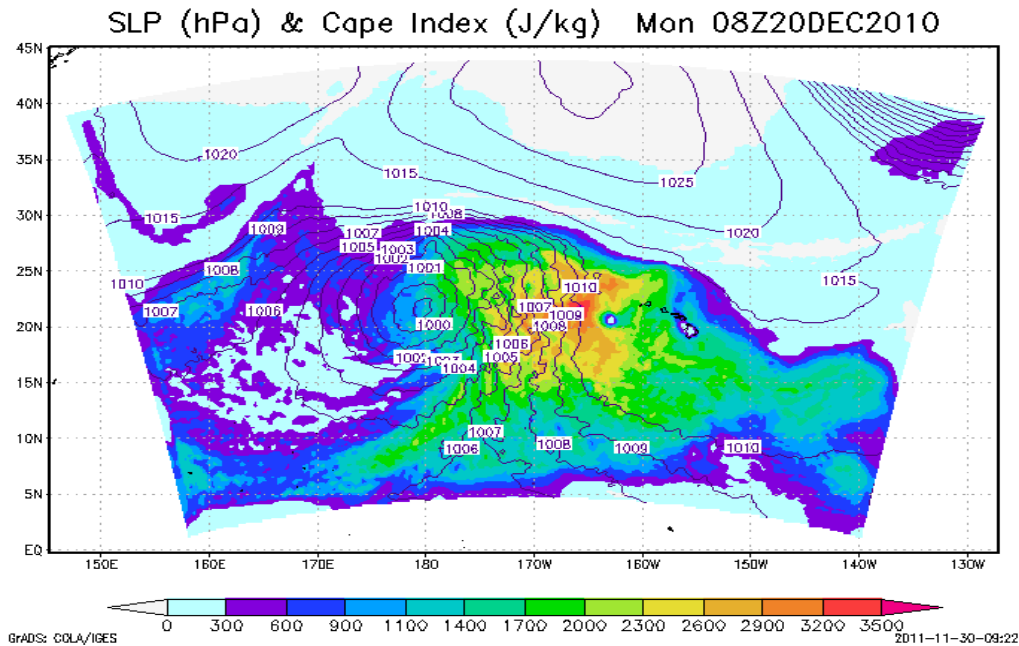
16. ábra. Tengerszinti légnyomás és az 1000 hPa-os nyomásszintre számított szél (2010. 12. 20. 08 UTC)

Érdeemes vizsgálni a konvektív hasznosítható potenciális energiát (CAPE-indexet) is. Ez az az energiamennyiség, amely a konvekció során konvektív mozgási energiává való átalakulásra rendelkezésre áll. A CAPE egyenesen arányos a feláramlás maximális lehetséges

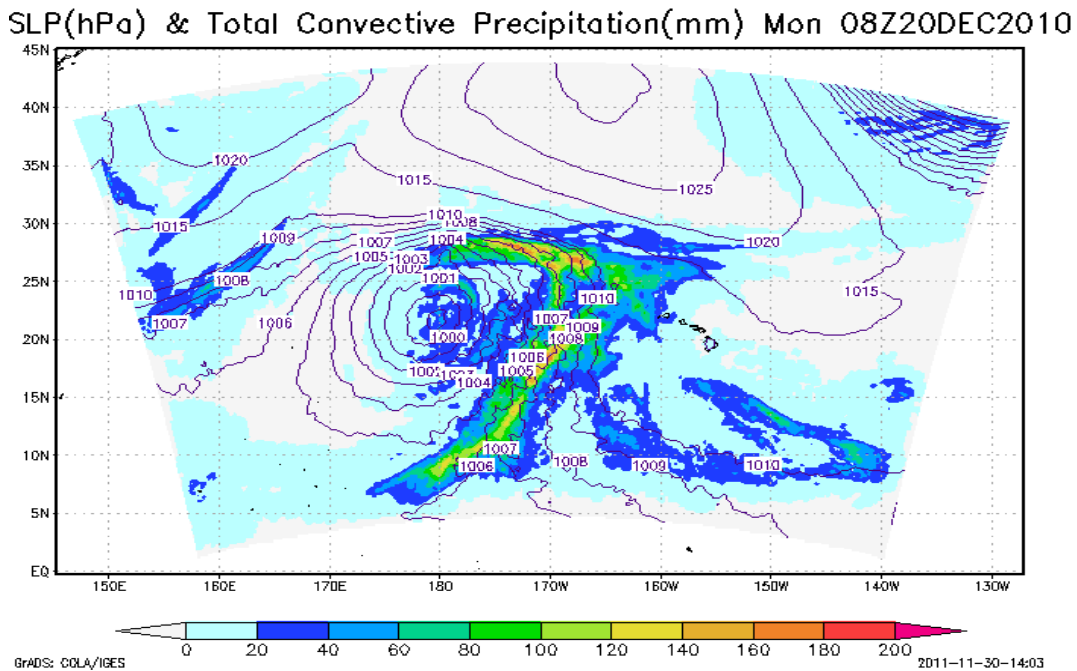
sebességével, ezáltal a nagyobb értékei nagyobb valószínűséggel okozhatnak veszélyes időjárási jelenségeket.

A trópusi vihar legfejlettebb szakaszában a CAPE értéke megközelítette a 3000 J/kg-os értéket, amely megfelelő nedvességtartalom mellett, igen erős zivatarok kialakulására utalhat.

Ez megmutatkozik a konvektív csapadék mennyiségében is (17. és 18. ábra)



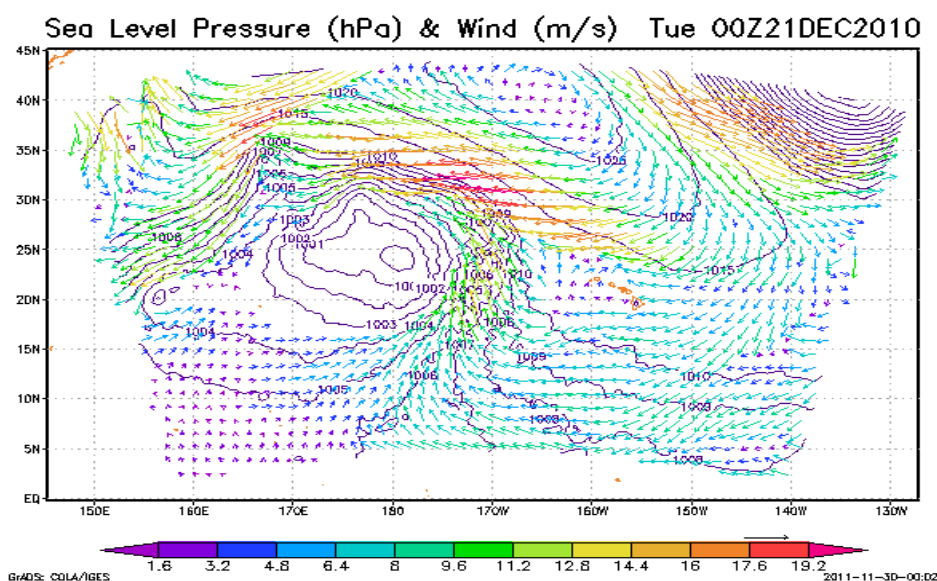
17. ábra. Tengerszinti légnyomás és a CAPE [J/kg] index értéke (2010. 12. 20. 08 UTC)



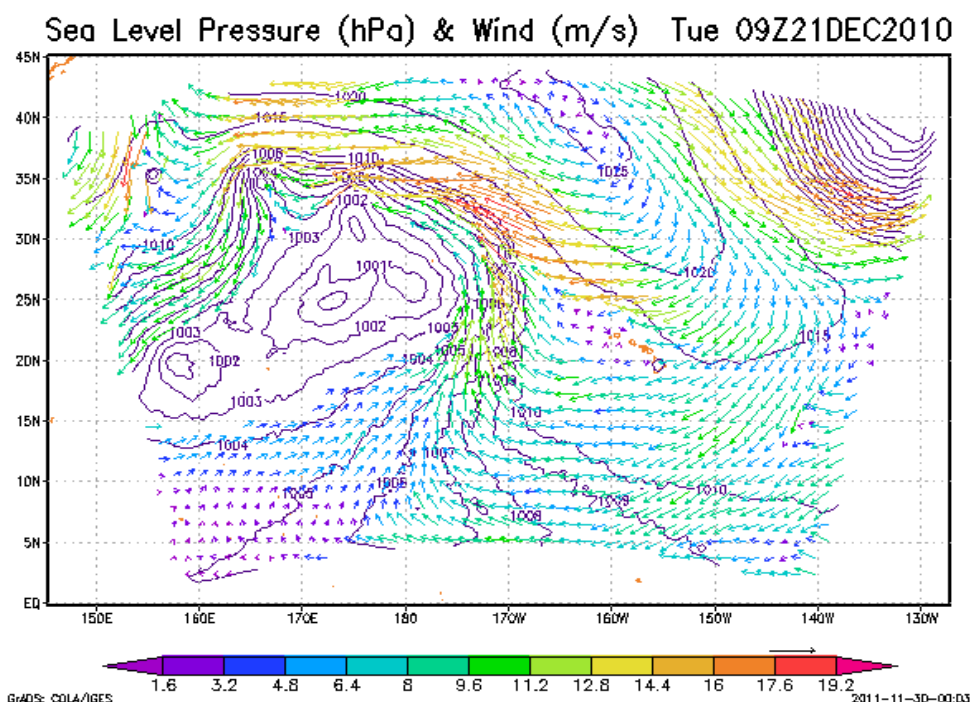
18. ábra. Tengerszinti légnyomás és teljes konvektív csapadékmennyiség [mm] (2010. 12. 20. 08 UTC)

A csökkenő tengerfelszín hőmérsékletnek és a fokozódó szélnyírásnak köszönhetően, viszonylag hamar megkezdődött a leépülő fázis. Azonban ennek ellenére, még 2010. 12. 21-én is előfordultak 50-60 km/h-s széllökések, ez utalhat a konvekció jelenlétére is (19. ábra).

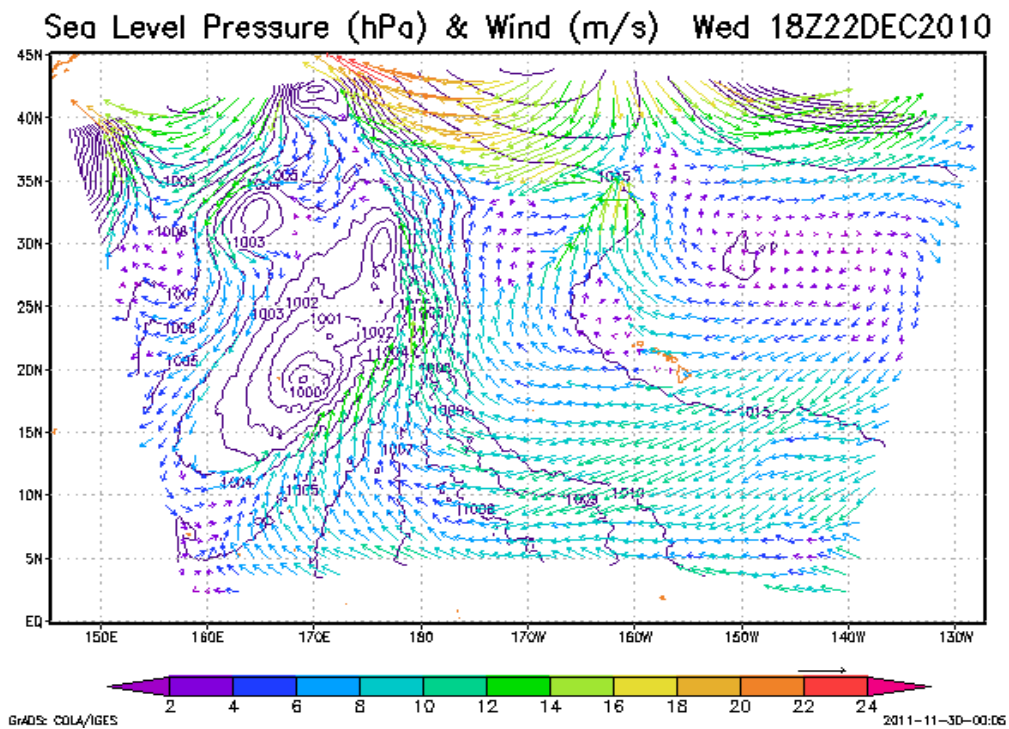
2010. 12. 21-én 09 UTC-kor a CPHC (Central Pacific Hurricane Center) mérsékelt övi ciklonná fokozta le a rendszert, amely azonban véglegesen csak 2010. 12. 22-én disszipálódott, ugyanis ekkor olvadt be egy mérsékelt övi ciklon áramlási rendszerébe (20. és 21. ábra).



19. ábra. Tengerszinti légnyomás és 1000 hPa-ra számított szél (2010. 12. 21 00 UTC)



20. ábra. Tengerszinti légnyomás és 1000 hPa-ra számított szél (2010. 12. 21 09 UTC)



21. ábra. Tengersizti légnyomás és 1000 hPa-ra számított szél (2010. 12. 22 18 UTC)

Az esettanulmány során a WRF modell segítségével egy olyan szubtrópusi ciklon fejlődésmenetét lehetett modellezni, mely trópusi viharra alakult át. A feladat sikerrel teljesült, bizonyítva a WRF modell szubtrópusi ciklonok vizsgálatára való alkalmasságát.

5. ÖSSZEFOGLALÁS

A szubtrópusi ciklonok a szubtrópusi óceánok fölé mélyen lenyúló Rossby-hullámok nyúlványából keletkeznek. Ezek a képződmények általában csak a magassági térképeken azonosíthatóak zárt izohipszákkal, de a száraz évszak végén (amikor a mérsékelt övben tél vége tavasz következik) a szokottnál általában intenzívebbek és ilyenkor jó néhány közülük a felszíni térképeken is megjelenik. A keletkezésük szorosan kapcsolódik a baroklin instabilitáshoz, amely mellett konvektív folyamatok dominálnak.

Jelen dolgozat keretében sikerült egy általános képet nyújtani a szubtrópusi ciklonokról, illetve bemutattuk a WRF modell alkalmasságát a jelenség numerikus vizsgálatára, melynek segítségével nem csak szinoptikus megfigyelések, hanem numerikus modellezés alkalmazásával is tanulmányozhatjuk őket.

További céljaink közé tartozik a szubtrópusi ciklonok részletesebb vizsgálata (Hawaii környéki Kona viharok), és összehasonlításuk az észak-atlanti ciklonokkal, valamint a Brazil partoknál egyre gyakrabban megfigyelhető hasonló jelenségekkel. Ezen kívül választ keresünk arra is, hogy van-e összefüggés a klímaváltozás és a dél-atlanti térségben kialakuló szubtrópusi ciklonok gyakoriságának növekedése között. Továbbá tervezzük, hogy a WRF modell segítségével még nagyobb felbontásban vizsgáljunk egy adott esetet, a „vortex following” (ciklonkövető) beágyazás alkalmazásával.

KÖSZÖNETNYÍLVÁNÍTÁS

Köszönöm Gyöngyösi András Zénónak mindazt a segítségét, amit a WRF modell és a GRADS program használatához nyújtott. Köszönettel tartozom családomnak, barátaimnak, csoporttársaimnak a támogatásért és az ösztönzésért.

Végül, de nem utolsósorban köszönettel tartozom témavezetőmnek Weidinger Tamásnak, a dolgozat elkészítésében nyújtott segítségével.

IRODALOMJEGYZÉK

- Beven, J.L., 1997: A study of three „hybrid” storms. *22nd Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*, Fort Collins, CO. American Meteorological Society, 645-646
- Dangerfield, L. H., 1921: Kona storms. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1929-1953.
- Evans, J. L., and M. P. Guishard. 2008: Atlantic Subtropical Storms. Part I: Diagnostic criteria and composite analysis. *Monthly Weather Review*, **137**, 2065-2080.
- Götz G. – Rákóczi F., 1981: A dinamikus meteorológia alapjai, Budapest.
- Klemp, J.B., Skamarock, W.C. and Dudhia, J., 2007: Conservative Split-Explicit Time Integration Methods for the Compressible Nonhydrostatic Equations. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, August 2007.
- Kurunczi R., 2009: A Viharciklonok objektív detektálása az Atlanti-Európai térségben. Diplomamunka, ELTE Meteorológiai Tanszék, Budapest (pdf).
- Morrison, I., and S. Businger, 2001: Synoptic structure and evolution of a Kona low. *Wea. Forecasting*, **16**, 81-98.
- Otkin, J. A., and J. E. Martin, 2004: A synoptic climatology of the subtropical Kona Storm. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1502-1517
- Tél T., 2003: Környezeti áramlások, jegyzet, kézirat, ELTE Elméleti Fizika Tanszék.
- Simpson, Robert H., 1952: Evolution of the Kona Storm, A subtropical cyclone. *Journal of Meteorology*, **9**, 24-35.

Internetes hivatkozások:

- www.wikipedia.hu
- www.metnet.hu
- www.weather.unisys.com
- rammb.cira.colostate.edu
- courseware.e-education.psu.edu/public/meteo/subtropical_cyclones.html
- http://www.agt.bme.hu/volgyesi/geof_msc/gf12msc.pdf
- <http://wattsupwiththat.com/2010/12/18/central-pacific-storm-looks-like-a-hurricane-but-is-it/>