



**Universitat de les
Illes Balears**

Facultat de ciències

Memòria del Treball de Fi de Grau

Efectes i interaccions d'Anomalies de Vorticitat Potencial en Ciclons Intensos Mediterranis.

Aitor López Mercadal

Grau de Física

Any acadèmic 2013-14

DNI de l'alumne: 41511134K

Treball tutelat per Romualdo Romero March
Departament de Física

☒ S'autoritza la Universitat a incloure el meu treball en el Repositori Institucional per a la seva consulta en accés obert i difusió en línia, amb finalitats exclusivament acadèmiques i d'investigació

Paraules clau del treball:
anomalia de Vorticitat Potencial (PV), *PV thinking*, separació de factors, ciclogènesi, cicló intens mediterrani

A na Neus, als meus pares i a na Júlia

Agraïments

El present treball ha estat tutoritzat pel Dr. Romualdo Romero del departament de Física de la *Universitat de les Illes Balears*. M'agradaria donar-li el meu agraïment per donar-me l'oportunitat de treballar al seu costat.

De manera més particular, als meus pares i a la meva germana per donar-me l'oportunitat de realitzar els estudis de *Física*, recolzar-me en tot moment i per la paciència.

A Antònia i Miquel per acollir-me com un més de la família.

Finalment, i amb especial afecte, a na Neus per confiar en jo, per la paciència que ha tingut i per estar al meu costat en tot moment.

Índex

1	Motivació	1
2	Base de dades	1
3	Introducció	1
3.1	Vorticitat Potencial: Concepte i principis	1
3.2	Anomalies de PV i <i>PV thinking</i>	2
3.2.1	Anomalies positives de PV a nivells alts	2
3.2.2	Anomalies negatives de PV a nivells alts	3
3.2.3	Anomalies tèrmiques a nivells baixos com anomalies de PV	3
3.2.4	<i>PV thinking</i>	5
4	Descomposició de les anomalies de PV	5
4.1	Inversió de PV a trossos	7
5	Quantificació dels impactes i les interaccions de les anomalies de PV	8
5.1	Sistema de pronòstic basat en la PV	8
5.2	Separació de factors	10
6	Casos d'estudi	11
6.1	Elecció dels events	11
6.2	Presentació dels events	12
6.2.1	Cicló del 1967	12
6.2.2	Cicló del 1987	12
6.2.3	Cicló del 1981	12
6.2.4	Cicló del 1958	12
6.2.5	Cicló del 2001	13
6.2.6	Cicló del 1979	15
7	Resultats	16
7.1	Representació de les estructures dels factors	16
7.2	Contribució de cada factor a la ciclogènesi	20
8	Resum i discussió	22
8.1	Coneixements adquirits	25

1 Motivació

Els processos d'instabilitat baroclina ¹ que ajuden al desenvolupament i manteniment de ciclons extratropicals són un bon exemple de l'acció cooperativa d'anomalies de vorticitat potencial (PV). Aquestes anomalies tenen orígens diversos, tals com les anomalies a nivells alts associades a ondulacions de la tropopausa, les anomalies a nivells baixos associades a perturbacions tèrmiques superficials o les anomalies d'origen diabàtic, provocades per l'alliberació de calor latent a la formació de núvols.

La teoria del "*PV thinking*" s'ha aplicat per descriure de manera qualitativa diferents fenòmens a la Meteorologia Dinàmica, i en particular a la gènesi, maduresa i dissipació de ciclons baroclins extratropicals. Fa uns anys, el *Grup de Meteorologia* de la UIB va desenvolupar algorismes que, combinant la inversió de PV i la separació de factors en experiments numèrics que activen o desactiven en la atmosfera les diferents anomalies de PV abans mencionades, permeten aplicar aquesta teoria de manera quantitativa. Aquests algorismes s'han aplicat a un cas notable de cicló mediterrani (Romero (2008)), permetent per primera vegada quantificar els efectes de manera individual i combinada de les diferents anomalies de PV.

El present treball té per objectiu la formació teòrica i pràctica en les tècniques anteriorment mencionades i l'aplicació de les mateixes a diferents ciclons intensos mediterranis, amb la finalitat de comparar els resultats obtinguts i poder trobar pautes comuns i diferents entre els ciclons estudiats.

2 Base de dades

Per calcular les tres anomalies, i realitzar tot l'estudi, s'han emprat les dades proporcionades pel ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) Data Server. Els arxius emprats provenen del re-anàlisi ² ERA-40, sobre els nivells isobàrics de 1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150 i 100 hPa, i amb intervals temporals de 6 hores amb una resolució horitzontal de 2.5°. Aquests anàlisis han estat interpolats sobre el domini d'interès mitjançant la projecció conforme de Lambert.

En un dels casos d'estudi s'han utilitzat dades proporcionades pel NCEP (National Centers for Environmental Prediction) de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration).

3 Introducció

3.1 Vorticitat Potencial: Concepte i principis

Des de l'influent article de Hoskins *et al.* (1985), l'ús de la PV per a analitzar la gènesi i evolució de sistemes d'escala sinòptica s'ha tornat molt popular dins la meteorologia. En coordenades isentròpiques ³, els potents principis de conservació i invertibilitat es poden combinar per elaborar un marc teòric que sobrepassa les capacitats de la tradicional teoria quasi-geostòfica (QG) per a explicar la dinàmica dels sistemes de circulació de latituds mitjanes. Aquest mètode d'anàlisi dinàmic, referit com a "*PV thinking*" per Hoskins *et al.* (1985), ha estat aplicat a diferents tipus de problemes (mirar Bluestein (1993) per a referències).

En el present treball hem utilitzat la PV de Ertel (Rossby, 1940; Ertel, 1942) que definirem més endavant. Per entendre un poc més el concepte de PV i els dos principis, anem a definir la PV de la mateixa manera que ho varem fer a l'assignatura de *Física de l'atmosfera* (Bluestein (1993)):

$$PV = -\eta \frac{\partial \theta}{\partial p} \quad (1)$$

¹Les zones baroclínes són regions en les que existeix un gradient de temperatura sobre una superfície de pressió constant.

²Un re-anàlisi intenta donar un bon estat inicial per a fer simulacions numèriques o estudis com el present treball. Les dades experimentals obtingudes directament dels aparells de mesura no s'agafen sobre una malla regular i estan subjectes a possibles errors. Amb un re-anàlisi el que es fa és obtenir camps damunt malles regulars amb la mescla de les observacions i els resultats numèrics de diferents models per intentar tenir el millor estat atmosfèric a l'hora de fer càlculs. Amb un re-anàlisi també s'obtenen camps que no són mesurables directament.

³Les coordenades isentròpiques utilitzen com a coordenada vertical la temperatura potencial θ . Aquesta representa la temperatura que obtindria una partícula per descens adiabàtic fins al nivell de 1000hPa. És una magnitud interessant perquè es conserva per desplaçaments adiabàtics d'aire no saturat.

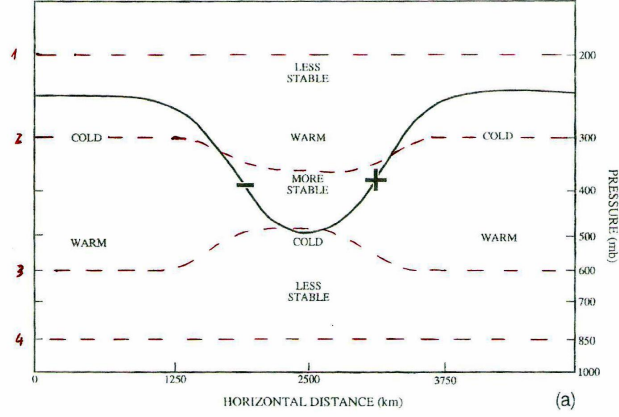


Figura 1: Anomalia positiva de PV a nivells alts. S'observen les zones de més i menys estabilitat així com les diferències relatives de temperatura de l'aire a una pressió donada. Les línies discontinües vermelles són superfícies de θ constant. *Font: Bluestein (1993) amb contribucions pròpies*

on s'ha considerat una atmosfera adiabàtica i sense fricció. El vector $\boldsymbol{\eta}$ és la vorticitat absoluta (relativa + Coriolis) i l'altre terme amb el signe negatiu és l'estabilitat estàtica.

Per un moviment adiabàtic i sense fricció es té que

$$\frac{dPV}{dt} = 0 \quad (2)$$

és a dir, la PV es conserva en aquests tipus de moviments (Principi de Conservació). Llavors, si en un moviment adiabàtic i sense fricció augmenta l'estabilitat estàtica, per conservació ha de disminuir la vorticitat absoluta. De la mateixa manera, si disminueix l'estabilitat estàtica, ha d'augmentar la vorticitat absoluta. Així es pot entendre el nom que se li va donar a aquesta magnitud, ja que representa la vorticitat que potencialment tindria una partícula ⁴ si fos duita de manera adiabàtica i sense fricció a una latitud i estabilitat estàtica de referència. Llavors la PV és un bon traçador de l'aire atmosfèric.

Si disposam d'una distribució de PV tridimensional, juntament amb la condició de balanç del vent tèrmic s'obté un sistema de dues equacions ⁵ per a la funció de corrent ψ i pel geopotencial ϕ , que són les variables que defineixen el flux atmosfèric. Amb les condicions de contorn apropiades, podem resoldre numèricament el sistema i obtenir el flux atmosfèric (Principi de Invertibilitat).

3.2 Anomalies de PV i *PV thinking*

Com ja s'ha comentat, hi ha diferents tipus d'anomalies de PV. D'ara en endavant ens referirem a anomalies positives i negatives. Això no implica que hi hagi valors positius i negatius de PV, ja que normalment la PV és una magnitud positiva, sinó que anomalies positives signifiquen valors alts i les negatives valors baixos. Anem a veure que són i que impliquen aquestes anomalies.

3.2.1 Anomalies positives de PV a nivells alts

Considerem el cas de la Figura 1 en el que tenim una anomalia positiva de PV. Degut a aquesta anomalia, tenim més estabilitat estàtica a la zona de l'ondulació de la tropopausa (línia contínua). Imaginem que tenim superfícies de θ constants (línies discontinües de color vermell 1,2,3 i 4). El fet de tenir més estabilitat a la zona de l'ondulació de la tropopausa fa que les isolínies de 2 i 3 s'apropin entre elles, mentre que aquestes es separen de les isolínies 1 i 4 respectivament, deixant zones amb menor estabilitat. Això crea uns perfils

⁴Per partícula ens referim a una massa d'aire suficientment gran per a considerar-la com a medi continu però suficientment petita per a considerar que es homogènia.

⁵Més endavant es donaran les expressions que formen el sistema d'equacions.

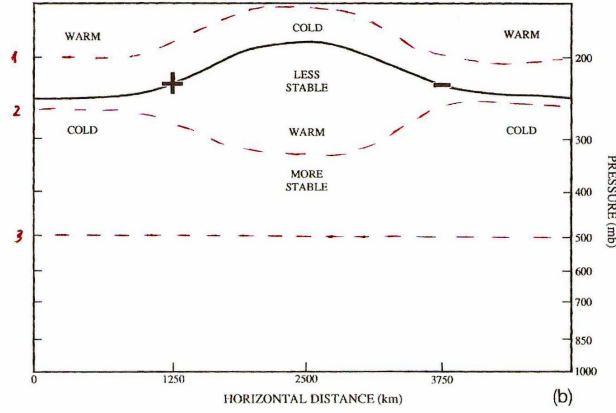


Figura 2: Anomalia negativa de PV a nivells alts. S'observen les zones de més i menys estabilitat així com les diferències qualitatives de temperatura de l'aire a una pressió donada. Les línies discontinües vermelles són superfícies de θ constant. Font: *Bluestein (1993) amb contribucions pròpies*

d'aire relativament fred-càlid-fred a uns 300 mb i un perfil d'aire relativament càlid-fred-càlid a uns 500 mb. Tinguent en compte l'expressió del vent tèrmic

$$\vec{v}_T = -\frac{\partial \vec{v}_g}{\partial p} = \frac{R}{f p} \hat{k} \times \vec{\nabla}_p T \quad (3)$$

on el subíndex p del gradient indica que es fa sobre una superfície de pressió constant, aquest anirà en direcció perpendicular al full i amb els sentits depenent de la posició indicats a la Taula 1.

Taula 1: Sentit del vent tèrmic en direcció perpendicular al full

Vent tèrmic		
Pressió (mb)	Part esquerra	Part dreta
300	Entra	Surt
500	Surt	Entra

El vent tèrmic expressa el canvi de vent geostrofic amb alçada. Llavors, amb la distribució de vent tèrmic que tenim, considerant que el vent és nul a la superfície de la Terra i al cim de l'atmosfera, obtenim un vent geostrofic perpendicular i en sentit entrant al full a la dreta de l'anomalia i sortint a l'esquerra. Per tant, obtenim un vòrtex ciclònic (direcció contrària a les agulles del rellotge) associat a l'anomalia positiva de PV.

3.2.2 Anomalies negatives de PV a nivells alts

Considerem ara el cas de la Figura 2. Aquest correspon a una anomalia de PV negativa a nivells alts, i per tant, l'ondulació de la tropopausa és cap a dalt. Fent el mateix tipus de raonament que pel cas anterior, obtenim que una anomalia negativa de PV a nivells alts està associada a un vòrtex anticiclònic.

3.2.3 Anomalies tèrmiques a nivells baixos com anomalies de PV

Si comparem les Figures 1 i 2 amb la Figura 3 observam que la línia de 400 mb de les Figures 1 i 2 coincideix amb la línia de 1000 mb de la Figura 3. Les estructures (referint-nos a les isolínies de θ constant) de les anomalies tèrmiques a nivells baixos són les mateixes que les parts superiors de les anomalies de PV a nivells alts (comparar les isolínies de θ constants de les Figures 1 i 2 amb la Figura 3). Podem observar com els perfils horitzontals relatius de temperatura també són iguals. Per tant, podem associar anomalies de PV a

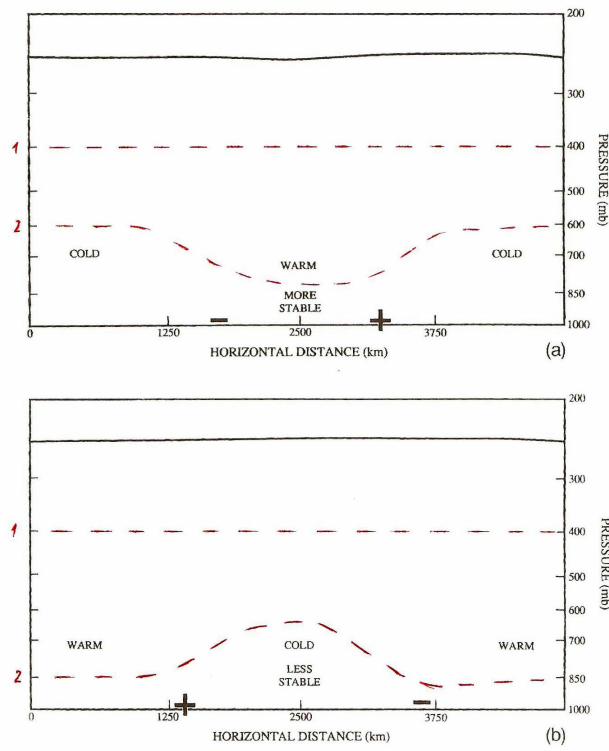


Figura 3: Anomalies tèrmiques (a) positiva i (b) negativa a nivells baixos. S'observen les zones de més i menys estabilitat així com les diferències qualitatives de temperatura de l'aire a una pressió donada. Les línies discontinúes vermelles són superfícies de θ constant. Font: Bluestein (1993) amb contribucions pròpies

les anomalies tèrmiques de nivells baixos. Llavors, la circulació associada a cada una de les anomalies serà la mateixa que per a nivells alts: l'anomalia tèrmica positiva tindrà associada una circulació ciclònica i la negativa una circulació anticiclònica.

3.2.4 *PV thinking*

El PV thinking és una alternativa a la Teoria QG. S'utilitza per explicar el moviment i el desenvolupament dels sistemes d'escala sinòptica. Les idees bàsiques són:

1. L'atmosfera està composta per una superposició d'anomalies a nivells alts positives i negatives, anomalies a nivells baixos positives i negatives, i un flux mig. Dit d'una altra manera, l'estructura de l'atmosfera està composta per tàlvegs i dorsals mòbils a nivells alts, i ciclons i anticiclons de superfície.
2. Assumim que la magnitud de les anomalies és suficientment petita perquè la Teoria QG sigui vàlida: l'operador que relaciona les anomalies de PV amb els camps de vent és lineal. Així el camp de vent total és la suma dels camps de vent induït per cada una de les anomalies.
3. La PV es conserva. Llavors, les anomalies de PV són advectionades damunt superfícies de θ constants i contribueixen als canvis locals de PV.
4. Cada camp de vent induït per cada anomalia canvia la distribució de PV.
5. La nova distribució de PV és associada a un nou camp de vent induït, i així successivament.

La interacció continuada dels punts (4) i (5) són l'essència del *PV thinking*. El que acabam de descriure s'aplica a processos dinàmics dependents del temps. Per il·lustrar el PV thinking, l'aplicarem de forma qualitativa a la formació d'un cicló en superfície a partir d'una anomalia positiva de PV a nivells alts, Figura 4.

Els eixos x,y,z representen les direccions est, nord i cap a dalt respectivament. El pla superior és una superfície de temperatura potencial constant i les línies representen valors de PV constants. El pla inferior representa el terra i hi estan marcades les línies de temperatura potencial constants. A l'estat inicial (a), una anomalia positiva de PV a nivells alts ha estat advectionada sobre una zona baroclina de nivells baixos. Com ja hem comentat, les anomalies positives de PV tenen associades una circulació ciclònica, i aquesta està marcada amb una fletxa circular. Com es pot observar a la figura, l'efecte de l'anomalia també es nota als nivells baixos, però amb menor intensitat. Això fa que al cap d'un temps, (b) es creï una anomalia tèrmica positiva a nivells baixos a l'est de l'anomalia de nivells alts degut a que es dobleguen les isolínies de temperatura potencial en superfície. Aquesta nova anomalia durà un vòrtex ciclònic associat, que també es notarà amb menor intensitat a nivells alts. Les intensitats dels vòrtexs a cada nivell venen determinades pel radi de les fletxes en forma de cercles.

El fet de que els vòrtexs es notin a tots els nivells fa una cooperació entre les anomalies de nivells alts i les de nivells baixos per a la gènesi de ciclons i el seu desenvolupament. El fet que l'anomalia de superfície es trobi a l'est de l'anomalia de nivells alts fa que la segona s'advectioni cap a l'est. Per altra banda, l'efecte de l'anomalia de nivells alts sobre l'anomalia de superfície és el d'advectionar-la cap a l'oest. Així la tendència amb el temps és que s'arribin a posar una sobre l'altra, i això dona lloc a la dissipació del sistema.

4 Descomposició de les anomalies de PV

El present treball estudiarà els efectes de diferents anomalies d'un camp de PV. Llavors, el primer que s'ha de fer és elegir una formulació per la PV, així com també alguns criteris per a definir les anomalies. Com ja s'ha dit anteriorment, s'ha utilitzat la definició d'Ertel (Rossby, 1940; Ertel, 1942), i és defineix de la següent manera:

$$q = \frac{1}{\rho} \boldsymbol{\eta} \cdot \nabla \theta \quad (4)$$

on ρ és la densitat, $\boldsymbol{\eta}$ és el vector de vorticitat absoluta i θ és la temperatura potencial. Quan es defineixen anomalies en un flux que va evolucionant, és comú comparar l'estat instantani amb un valor mig temporal.

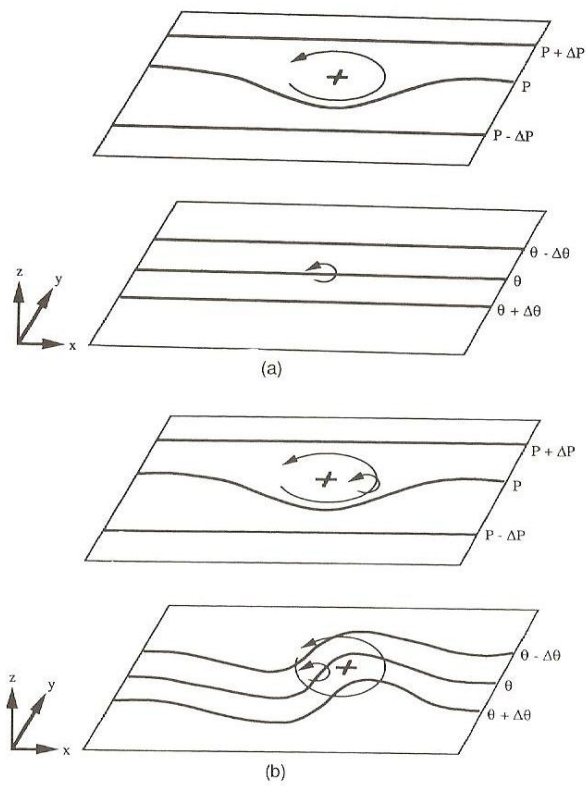


Figura 4: Formació d'un cicló ideal en superfície a partir d'una anomalia de PV a nivells alts situat sobre una zona baroclina de nivell baix. Els eixos x, y i z apunten cap a l'est, nord i cap a dalt respectivament. *Font: Bluestein (1993)*

Per fer els corresponents estudis del present treball, s'han seleccionat períodes temporals d'aproximadament una setmana. La diferència entre la distribució instantània de PV de Ertel q i la distribució mitjana temporal $\bar{q}$ determina la pertorbació de PV q' :

$$q = \bar{q} + q' \quad (5)$$

Llavors, es poden definir una col·lecció d'anomalies de PV q_n de manera arbitrària com:

$$q' = \sum_{n=1}^N q_n \quad (6)$$

Tot i que el nombre i tipus d'anomalies a l'equació anterior poden ser tan extensos i complexos com un vulgui considerar, nosaltres considerarem una descomposició de q' simple però amb sentit físic, d'acord amb el que s'ha comentat a l'exemple del *PV thinking*, Figura 4.

Definirem tres anomalies: *ULev* (Upper Level) associada a l'ondulació de la tropopausa, que contindrà la pertorbació de PV per sobre de 700 hPa més el camp θ' al contorn superior, localitzat a 100 hPa; *LLev* (Lower Level) representa la baroclinicitat de la superfície, i està composada pel camp θ' al contorn inferior, 1000 hPa, i la pertorbació de PV de nivells baixos, per davall de 700 hPa; *Diab* (Diabatic) és representada com la pertorbació de PV positiva per davall de 500 hPa a les àrees amb una humitat relativa major del 70%. Aquesta darrera contribució està definida per explicar les anomalies de la troposfera baixa associades amb l'alliberació de calor latent de condensació als níguls. S'ha elegit un llindar del 70% per dos motius: primer, perquè les àrees saturades són males de capturar en els anàlisis de gran escala com els que hem utilitzat en el present treball; segon, aquest valor ens permet incloure la PV que pot ser advectada fora de les àrees amb pluja. S'ha de notar que la suma de *ULev*, *LLev* i *Diab* equivalen al camp de pertorbació de PV q' , així com també equivalen al camp θ' als contorns. Notar també que *ULev* i *LLev* incorporen tant anomalies positives com negatives, mentre que *Diab* és sempre positiva. Una separació entre les anomalies positives i negatives dels dos nivells també seria possible, i és tindria un estudi més detallat.

4.1 Inversió de PV a trossos

El mètode comença calculant el flux de balanç, descrit pel geopotencial ϕ i la funció de corrent ψ , a partir de la distribució instantània de PV de Ertel q , donada per l'equació (4). La hipòtesi de balanç feta aquí prové de l'equació de balanç no lineal de Charney (1955):

$$\nabla^2 \phi = \nabla \cdot f \nabla \psi + 2m^2 \left\{ \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} - \left(\frac{\partial^2 \psi}{\partial x \partial y} \right)^2 \right\} \quad (7)$$

on f és el paràmetre de Coriolis i m és el factor d'escala usat a la projecció del mapa. L'altra relació de diagnòstic necessària per a la inversió de ϕ i ψ s'obté a partir de l'expressió (4) aplicant l'aproximació hidrostàtica i considerant que la component irrotacional del vent és molt petita comparada amb la component no divergent del vent:

$$q = \frac{g\kappa\pi}{p} \left\{ (f + m^2 \nabla^2 \psi) \frac{\partial^2 \phi}{\partial \pi^2} - m^2 \left(\frac{\partial^2 \psi}{\partial x \partial \pi} \frac{\partial^2 \phi}{\partial x \partial \pi} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial y \partial \pi} \frac{\partial^2 \phi}{\partial y \partial \pi} \right) \right\} \quad (8)$$

on p és la pressió, g és la gravetat, $\kappa = R_d/C_p$ és la relació entre la constant del gas i la capacitat calorífica a pressió constant per aire sec, i la coordenada vertical π és la funció de Exner $C_p(p/p_0)^\kappa$, amb $p_0 = 1000$ hPa.

La forma en diferències finites del sistema tancat format per les equacions (7) i (8) amb les incògnites ϕ i ψ , es soluciona, donada q , utilitzant el mètode iteratiu d'aproximacions successives de Davis i Emanuel (1991). Per als contorns superior i inferior s'utilitzen condicions de contorn tipus Neumann ($\partial\phi/\partial\pi = f\partial\psi/\partial\pi = -\theta$),

i pels contorns laterals s'utilitzen condicions de contorn tipus Dirichlet. Aquestes darreres són subministrades pels camps de geopotencial observats i la funció de corrent.

Després s'inverteix un flux de balanç mitjà $(\bar{\phi}, \bar{\psi})$ provinent de l'estat de referència $\bar{q}$, emprant equacions iguals a (7) i (8) excepte que les variables dependents són ara valors mitjans i s'utilitza la temperatura potencial mitjana $\bar{\theta}$ com a condició de contorn. El flux de pertorbació ve donat per:

$$(\phi, \psi) = (\bar{\phi}, \bar{\psi}) + (\phi', \psi') \quad (9)$$

Finalment, d'acord amb la composició de la pertorbació de PV q' de l'equació (6), esteim interessats en obtenir cada part del flux (ϕ_n, ψ_n) associada amb cada anomalia de PV q_n , i per tant tenim

$$\left. \begin{aligned} \phi' &= \sum_{n=1}^N \phi_n \\ \psi' &= \sum_{n=1}^N \psi_n \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

Com es discuteix a Davis (1992), hi ha diferents maneres de definir una relació entre (ϕ_n, ψ_n) i q_n degut a la no linealitat de les equacions (7) i (8). Aquí, hem adoptat el mètode lineal de Davis i Emanuel (1991), derivat de la substitució de les expressions (5) i (9) juntament amb els sumatoris de (6) i (10) a les equacions (7) i (8) i la partició del terme no lineal en dos termes lineals (veure Davis i Emanuel 1991 per detalls). El sistema lineal tancat resultant per a la n -èssima pertorbació ve donat per:

$$\nabla^2 \phi_n = \nabla \cdot f \nabla \psi_n + 2m^2 \left\{ \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial x^2} \frac{\partial^2 \psi_n}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial y^2} \frac{\partial^2 \psi_n}{\partial x^2} - 2 \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial x \partial y} \frac{\partial^2 \psi_n}{\partial y \partial x} \right\} \quad (11)$$

i

$$\begin{aligned} q_n &= \frac{g\kappa\pi}{p} \left\{ (f + m^2 \nabla^2 \psi^*) \frac{\partial^2 \phi_n}{\partial \pi^2} + m^2 \frac{\partial^2 \phi^*}{\partial \pi^2} \nabla^2 \psi_n \right. \\ &\quad - m^2 \left(\frac{\partial^2 \phi^*}{\partial x \partial \pi} \frac{\partial^2 \psi_n}{\partial x \partial \pi} + \frac{\partial^2 \phi^*}{\partial y \partial \pi} \frac{\partial^2 \psi_n}{\partial y \partial \pi} \right) \\ &\quad \left. - m^2 \left(\frac{\partial^2 \psi^*}{\partial x \partial \pi} \frac{\partial^2 \phi_n}{\partial x \partial \pi} + \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial y \partial \pi} \frac{\partial^2 \phi_n}{\partial y \partial \pi} \right) \right\} \end{aligned} \quad (12)$$

on $(\cdot)^* = \overline{(\cdot)} + \frac{1}{2}(\cdot)'$. Les equacions (11) i (12) es solucionen per les tres anomalies de PV, *ULev*, *LLev* i *Diab* cada 6 hores durant el cicle de vida del cicló mediterrani ⁷.

5 Quantificació dels impactes i les interaccions de les anomalies de PV

5.1 Sistema de pronòstic basat en la PV

Del sistema de diagnòstic de PV presentat a la secció 4.1 (Davis i Emanuel, 1991) es pot derivar un conjunt d'equacions de balanç de pronòstic. Començarem per obtenir les equacions per a la tendència de (ϕ^t, ψ^t) derivant localment respecte del temps l'equació de Charney (1955) de balanç no lineal (7) i la PV de Ertel aproximada (8):

$$\nabla^2 \phi^t = \nabla \cdot f \nabla \psi^t + 2m^2 \left\{ \frac{\partial^2 \psi^t}{\partial x^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} \frac{\partial^2 \psi^t}{\partial y^2} - 2 \frac{\partial^2 \psi}{\partial x \partial y} \frac{\partial^2 \psi^t}{\partial x \partial y} \right\} \quad (13)$$

⁷Per més detall sobre el mètode de resolució mirar Romero (2008).

$$q^t = \frac{g\kappa\pi}{p} \left\{ (f + m^2\nabla^2\psi) \frac{\partial^2\phi^t}{\partial\pi^2} + m^2 \frac{\partial^2\phi}{\partial\pi^2} \nabla^2\psi^t - m^2 \left(\frac{\partial^2\psi^t}{\partial x\partial\pi} \frac{\partial^2\phi}{\partial x\partial\pi} + \frac{\partial^2\psi}{\partial x\partial\pi} \frac{\partial^2\phi^t}{\partial x\partial\pi} + \frac{\partial^2\psi^t}{\partial y\partial\pi} \frac{\partial^2\phi}{\partial y\partial\pi} + \frac{\partial^2\psi}{\partial y\partial\pi} \frac{\partial^2\phi^t}{\partial y\partial\pi} \right) \right\} \quad (14)$$

Si recordam que ϕ i ψ són aspectes coneguts de la circulació després d'invertir q mitjançant les equacions (7) i (8), les equacions (13) i (14) es poden solucionar per a les tendències del geopotencial i la funció de corrent, sempre i quan q^t sigui coneguda. Això es pot calcular emprant la següent forma per a l'equació de la tendència de la PV de Ertel:

$$q^t = -m(\mathbf{V}_\psi + \mathbf{V}_\chi) \cdot \nabla q - \omega^* \frac{\partial q}{\partial \pi} + \frac{m}{\rho} \boldsymbol{\eta} \cdot \nabla LH \quad (15)$$

on la velocitat vertical $\omega^* \equiv d\pi/dt$ i el vent irrotacional $\mathbf{V}_\chi$ han de ser mantinguts formalment considerades (Krishnamurti, 1968; Iversen i Nordeng, 1984), amb el sentit de que no només podem advectionar q amb el vent no divergent $\mathbf{V}_\psi$. Els vents horitzontals venen donats per les expressions $\mathbf{V}_\psi = m\mathbf{k} \times \nabla\psi$ i $\mathbf{V}_\chi = m\nabla\chi$, i ω^* està relacionada amb la velocitat vertical tradicional en coordenades de pressió mitjançant la fórmula $\omega^* = (\kappa\pi/p)\omega$. L'únic efecte no conservatiu incluit a l'equació és el calor latent alliberat $LH \equiv d\theta/dt$ dels níguls no convectius on l'aire és ascendent a gran escala. Aquest terme diabàtic és parametritzat en termes del ω^* com s'explica a Davis i Emanuel (1991).

Per tancar el sistema de pronòstic ens fa falta una equació per ω^* i una equació de continuïtat per a χ , que en aquest cas tenen la forma:

$$\begin{aligned} f\eta \frac{\partial}{\partial\pi} \left\{ \pi^{1-1/\kappa} \frac{\partial}{\partial\pi} (\pi^{1/\kappa-1}\omega^*) \right\} + m^2\nabla^2 \left(\frac{\partial^2\phi}{\partial\pi^2} \omega^* \right) - m^2 f \frac{\partial}{\partial\pi} \left(\frac{\partial\omega^*}{\partial x} \frac{\partial\psi}{\partial x\partial\pi} + \frac{\partial\omega^*}{\partial y} \frac{\partial\psi}{\partial y\partial\pi} \right) \\ + \left(f \frac{\partial\eta}{\partial\pi} \frac{1/\kappa-1}{\pi} - f \frac{\partial^2\eta}{\partial\pi^2} \right) \omega^* = m^3\nabla^2 \{ (\mathbf{V}_\psi + \mathbf{V}_\chi) \cdot \nabla\theta \} + m f \frac{\partial}{\partial\pi} \{ (\mathbf{V}_\psi + \mathbf{V}_\chi) \cdot \nabla\eta \} \\ - m^2\nabla f \cdot \frac{\partial\psi^t}{\partial\pi} - 2m^4 \frac{\partial}{\partial\pi} \left(\frac{\partial^2\psi^t}{\partial x^2} \frac{\partial^2\psi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2\psi}{\partial x^2} \frac{\partial^2\psi^t}{\partial y^2} - 2 \frac{\partial^2\psi}{\partial x\partial y} \frac{\partial^2\psi^t}{\partial x\partial y} \right) - m^2\nabla^2(LH) \end{aligned} \quad (16)$$

i

$$m^2\nabla^2\chi + \pi^{1-1/\kappa} \frac{\partial}{\partial\pi} (\pi^{1/\kappa-1}\omega^*) = 0 \quad (17)$$

El sistema d'equacions tancat (13)-(17) es soluciona amb un mètode iteratiu de relaxació simultània pels camps ϕ^t , ψ^t , q^t , ω^* i χ , havent passat prèviament les equacions a diferències finites. És important notar que les equacions no s'integren en el temps, sinó que simplement es solucionen per a la tendència instantània. Per a la resolució s'apliquen condicions de contorn homogènies als laterals del domini per a cada camp ($\phi^t = \psi^t = q^t = \omega^* = \chi = 0$), mentre que per als contorns superior i inferior s'utilitzen condicions de contorn més complexes: les velocitats verticals són zero i les corresponents a la topografia respectivament; i s'empren definicions tipus Neumann per a les tendències ϕ^t i ψ^t :

$$\frac{\partial\phi^t}{\partial\pi} = f \frac{\partial\psi^t}{\partial\pi} = -\theta^t \quad (18)$$

on les temperatures potencials necessàries als dos nivells són evaluades amb l'equació termodinàmica:

$$\theta^t = -m(\mathbf{V}_\psi + \mathbf{V}_\chi) \cdot \nabla\theta - \omega^* \frac{\partial\theta}{\partial\pi} + LH \quad (19)$$

5.2 Separació de factors

El que volem és estudiar les contribucions de les tres anomalies de PV que hem definit (*ULev*, *LLev* i *Diab*) i la contribució de l'estat mitjà (*Mean*), incloent també les possibles sinèrgies. Això és un exercici de separació de factors, que és molt comú a l'estudi numèric de casos meteorològics. Nosaltres però, no treballam amb simulacions numèriques que avancen en el temps, sinó que treballam amb les solucions instantànies d'un sistema de pronòstic basat en les equacions de la PV. En el present estudi s'ha utilitzat la tècnica de separació de factors de Stein i Alpert (1993), el qual va ser dissenyat tant per a l'estudi d'efectes sinèrgics com també per a l'estudi de les contribucions individuals d'un conjunt de factors. La idea bàsica d'aquesta tècnica es pot veure a la Figura 5: el camp total està compost per un flux mitjà *Mean* (regió E_0 de la figura), independent de les tres anomalies de PV definides, més les contribucions individuals de cada anomalia (regions E_1 , E_2 i E_3), més les interaccions dobles i triples entre els factors considerats (E_{12} , E_{13} , E_{23} , E_{123}). Ens podem referir a aquestes tres famílies de contribucions com a efectes bàsic, individuals i sinèrgics. Hem de notar que les contribucions E_1 , E_2 i E_3 depenen de la sinèrgia amb el flux bàsic *Mean*, ja que aquest darrer és la característica fundamental de la circulació total.

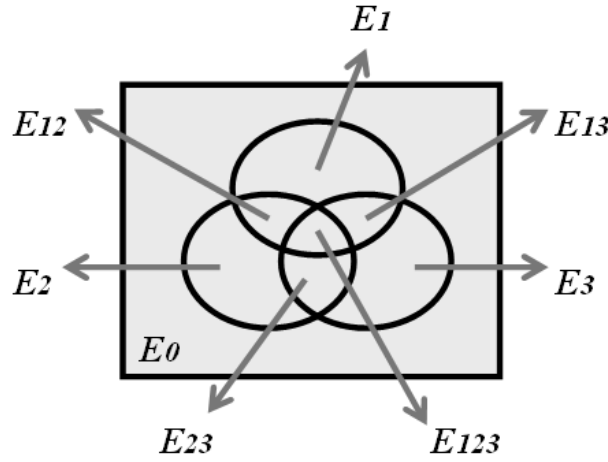


Figura 5: Diagrama esquemàtic de la separació de factors. S'observa un flux mitjà *Mean* (E_0) i les contribucions, individuals i conjuntes, de les anomalies *ULev*, *LLev* i *Diab*. Font: Romero (2008)

Activant o desactivant diferents combinacions de les anomalies a l'estat del flux (q , ϕ , ψ), producte de solucionar el sistema de pronòstic basat en les equacions de la PV, podem incloure o excloure els diferents efectes deguts a les possibles combinacions dels factors de la Figura 5. Llavors, amb el nombre apropiat d'estats de flux, podrem aïllar cada un dels efectes, tant els individuals com els combinats. Per fer la separació completa de n factors, són necessaris 2^n experiments (Stein i Alpert, 1993). Per tant, en el present treball, a cada cas d'estudi s'han fet vuit configuracions de flux diferents (veure Taula 2). Els efectes poden ser aïllats si feim la combinació algebràica següent:

- $E_0 = F_0$
- $E_1 = F_1 - F_0$
- $E_2 = F_2 - F_0$
- $E_3 = F_3 - F_0$
- $E_{12} = F_{12} - (F_1 + F_2) + F_0$
- $E_{13} = F_{13} - (F_1 + F_3) + F_0$
- $E_{23} = F_{23} - (F_2 + F_3) + F_0$

- $E_{123} = F_{123} - (F_{12} + F_{13} + F_{23}) + (F_1 + F_2 + F_3) - F_0$

Per tal de que sigui més intuïtiu, adoptarem una altra notació per als diferents efectes: *Mean*, *ULev*, *LLev*, *Diab*, *ULev/LLev*, *ULev/Diab*, *LLev/Diab* i *ULev/LLev/Diab* respectivament.

Taula 2: Els vuit estats de flux atmosfèric diferents calculats a partir del sistema de pronòstic basat en les equacions de PV, utilitzats a la separació de factors.

Estat de flux	<i>Mean</i> (0)	<i>ULev</i> (1)	<i>LLev</i> (2)	<i>Diab</i> (3)
F_0	sí	no	no	no
F_1	sí	sí	no	no
F_2	sí	no	sí	no
F_3	sí	no	no	sí
F_{12}	sí	sí	sí	no
F_{13}	sí	sí	no	sí
F_{23}	sí	no	sí	sí
F_{123}	sí	sí	sí	sí

6 Casos d'estudi

6.1 Elecció dels events

El present treball té com a referència Romero (2008), on es va estudiar la superstorm del novembre de 2001. S'ha repetit el cas de referència (per aprendre els mètodes) i s'han aplicat els mètodes a altres casos d'estudi. Per seleccionar els events de l'estudi ens hem basat amb la classificació de Genovés *et al.* (2006), on hi trobam una classificació dels ciclons més intensos de la zona mediterrànea dels darrers 45 anys (en aquell moment). Per classificar els events, Genovés *et al.* ho varen fer a partir de la circulació:

$$C = \int_A \zeta_g \cdot dA \quad (20)$$

on ζ_g és la vorticitat geotròfica i A el domini del cicló (per més detalls de les definicions de la circulació i el domini veure Picornell *et al.* (2001) i Campins *et al.* (2006)). A la Taula 3 tenim la classificació feta per Genovés *et al.* (2006).

Taula 3: Classificació dels ciclons mediterranis més intensos obtinguts a partir dels re-anàlisis de l'ERA-40. *Font: Genovés et al. (2006)*

Episodi	Màxim desenvolupament	Circ. Max. (GCU)
11-13 desembre 1967	12 a les 06:00 UTC	16.53
10-12 gener 1987	11 a les 06:00 UTC	14.74
20-27 gener 1981	21 a les 12:00 UTC	13.77
13-16 març 1962	14 a les 18:00 UTC	13.41
1-2 desembre 1969	01 a les 18:00 UTC	13.11
27 febrer - 2 març 1958	01 a les 00:00 UTC	13.05
11-12 novembre 2001	11 a les 06:00 UTC	12.83
21-22 desembre 1979	22 a les 00:00 UTC	12.12

6.2 Presentació dels events

Primer de tot comentar que, degut a problemes numèrics, s'han hagut de descartar els ciclons de 1962 i 1969. D'altra banda, dir també que el cas de 2001 (cas de referència) s'ha fet a partir de les dades de l'NCEP, amb anàlisis cada 12 hores, per tal d'aprendre els mètodes emprats en les mateixes condicions que Romero (2008); en canvi els altres casos s'han fet a partir dels anàlisis cada 6 hores de l'ERA-40.

Anem amb la presentació dels ciclons de forma individual. Els presentarem amb l'ordre de la taula 3, és a dir, de major a menor intensitat, entenent per intensitat el valor de la circulació. Com hem dit, els casos de 1962 i 1969 han estat suprimits. Tots els casos es representen en intervals de 24 hores, corresponent a les 00 UTC de cada dia. Això fa que a vegades el moment màxim del cicló no estigui representat.

Bàsicament tenim dos tipus de ciclons, els d'origen africà (1967, 1987, 2001 i 1979) i els que es formen a la part nord del mediterrani occidental, sobre la zona dels Alps (1981 i 1958).

6.2.1 Cicló del 1967

A la Figura 6 tenim la situació sinòptica del cicló, corresponent als dies 11-13 de desembre del 1967, en intervals de 24 hores. Els camps representats mostren: (a,c,e) el geopotencial (línia contínua) i la temperatura (línia discontinua) a 500 hPa, on observem la formació del cicló en alçada; (b,d,f) la pressió en superfície (línia contínua) i la temperatura a 925 hPa (línia discontinua), on observem el cicló en superfície. Com és d'esperar, a la fase de creixement i maduresa (a-d) la baixa en superfície es troba per davant de la baixa en alçada. Per altra banda, dia 13 a les 00 UTC ja tenim la baixa en alçada situada damunt la baixa en superfície, i això fa que es debiliti el sistema.

Si ens fixam amb (b), podem observar com tenim una zona de baroclinicitat al nord d'Àfrica i a la resta de la conca mediterrània; si ara en canvi ens fixam amb (d), podem observar com s'ha format una anomalia de temperatura en superfície (i també un cicló en superfície), degut a l'entrada d'aire fred a nivells alts sobre una zona baroclina a nivells baixos (a). Llavors, tenim un cas real semblant al cas ideal que hem comentat a la secció 3.2.4.

6.2.2 Cicló del 1987

Aquest cicló va tenir lloc els dies 10-12 de gener del 1987. La situació sinòptica es troba a la Figura 7. En aquest cas, la baixa en alçada no és tant clara com al cas de 1967, però per altra banda, en superfície sí que s'observen estructures corresponents a una baixa (estructures tancades). Si ens fixam amb la Figura 7 (d) podem veure com dia 11 a les 00 UTC hi ha vents forts a 925 hPa de component nord arribant a les Illes Balears, produint-se afecció de temperatura freda.

6.2.3 Cicló del 1981

La situació sinòptica d'aquest cicló es troba a la Figura 8. L'event va tenir lloc entre els dies 20 i 27 de gener del 1981, però nosaltres, per a fer l'estudi, només hem considerat fins dia 22 per dos motius: el primer perquè la fase màxima del cicló va ser dia 21 a les 12 UTC i el segon perquè passat dia 23, el cicló es sortia del domini considerat. Si ens fixam amb les Figures 8 (a) i (b) s'observa com el cicló es va formar a la zona del mar Egeu. Mirant la Figura 8 observam com el cicló es va desplaçant cap a l'oest (Figures 8 (c) i (d)) i cap al sud (Figures 8 (e) i (f)). Llavors, aquest cicló té una trajectòria diferent a tots els altres ciclons d'estudi (veure Figures 6 - 12), ja que normalment els ciclons a latituds mitjanes van d'oest a est, mentre que aquest va d'est a oest durant la formació i maduresa (Figures 8 (a)-(d)).

6.2.4 Cicló del 1958

El cicló del 1958 va tenir lloc entre els dies 27 de febrer i 2 de març, i la seva situació sinòptica es troba a les Figures 9 i 10. Fins a (f) s'observa el creixement i la maduresa del cicló, i la baixa en superfície va per davant de la baixa en alçada. Per altra banda, dia 2 de març (g,h) ja tenim la baixa en alçada per davant de la baixa en superfície, que correspon a la dissipació del cicló. La formació d'una depressió aïllada a nivells alts o *DANA* és un tret comú de tots els casos d'estudi. En aquest concretament es forma entre les Illes Balears i Còrsega i Sardenya.

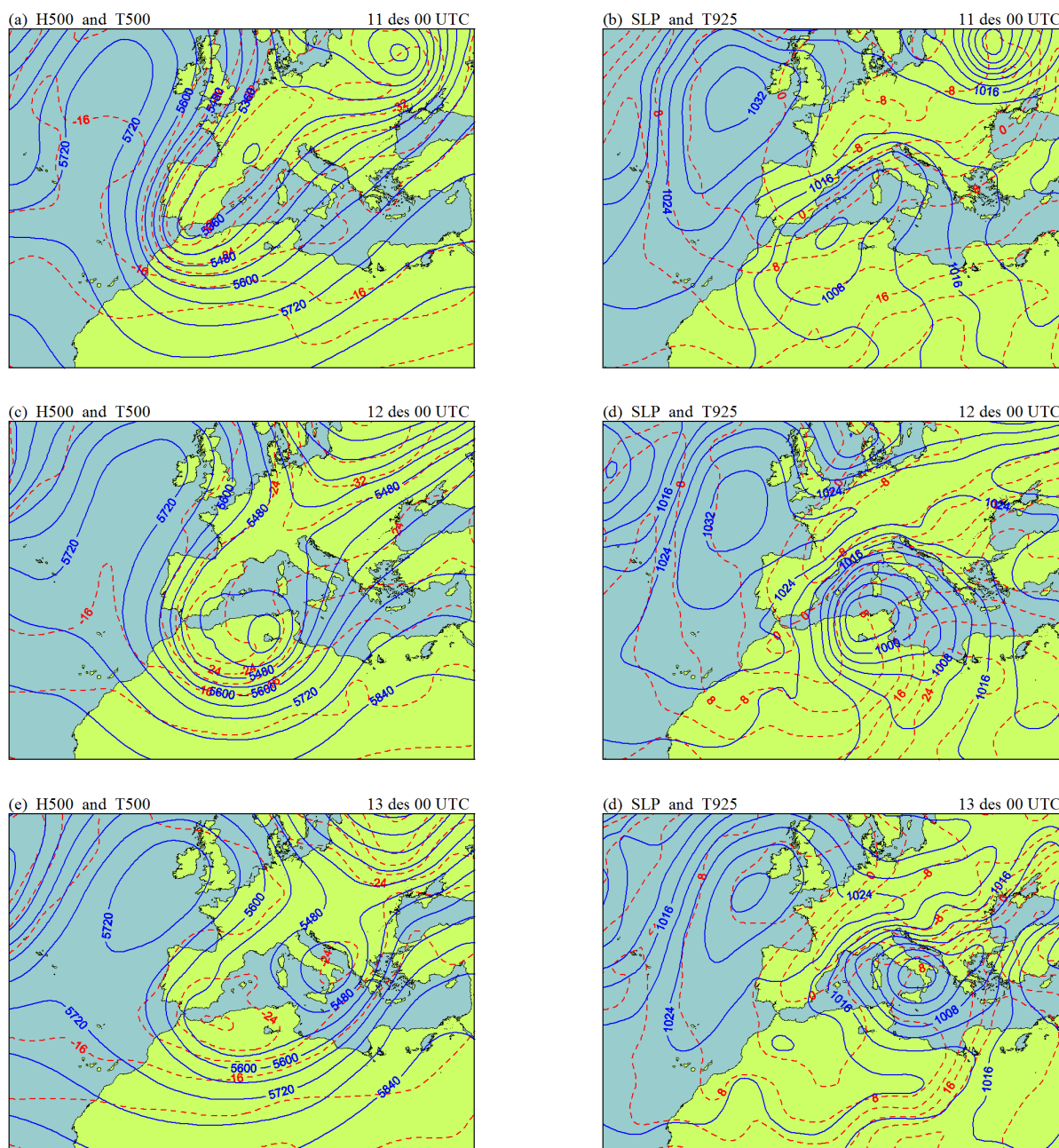


Figura 6: Situació sinòptica, extreta dels anàlisis de l'ERA-40, a les 00 UTC els dies: (a,b) 11 de desembre de 1967; (c,d) 12 de desembre de 1967; (e,f) 13 de desembre de 1967. Els camps representats mostren: (a,c,e) altura geopotencial a 500 hPa (línia contínua, intervals entre contorns de 60 gpm) i la temperatura a 500 hPa (línia discontinua, intervals entre contorns de 4°C); (b,d,f) pressió en superfície (línia contínua, intervals entre contorns de 4 hPa) i temperatura a 925 hPa (línia discontinua, intervals entre contorns de 4°C)

6.2.5 Cicló del 2001

Aquest cas és el que s'estudia a Romero (2008), i el que ha servit de referència per a realitzar la major part del treball. L'esdeveniment, mostrat a la Figura 11, va tenir lloc els dies 10-12 de novembre de 2001. Aquest cicló és un cas d'origen africà (b) que va afectar molt a les Illes Balears. Podem veure com una massa d'aire

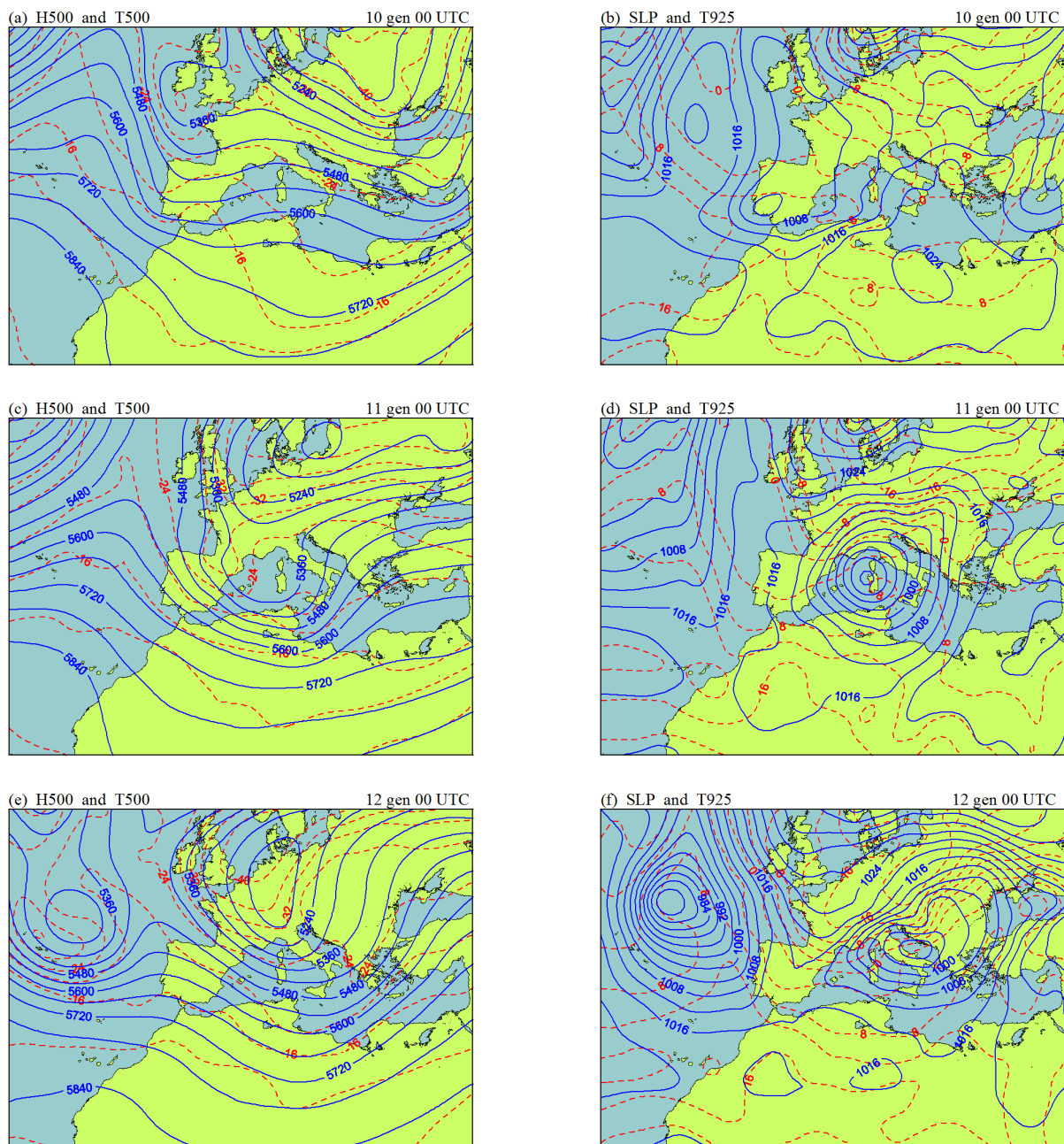


Figura 7: Situació sinòptica, extreta dels anàlisis de l'ERA-40, a les 00 UTC els dies: (a,b) 10 de gener de 1987; (c,d) 11 de gener de 1987; (e,f) 12 de gener de 1987. Els camps representats mostren: (a,c,e) altura geopotencial a 500 hPa (línia contínua, intervals entre contorns de 60 gpm) i la temperatura a 500 hPa (línia discontinua, intervals entre contorns de 4°C); (b,d,f) pressió en superfície (línia contínua, intervals entre contorns de 4 hPa) i temperatura a 925 hPa (línia discontinua, intervals entre contorns de 4°C)

fred a nivells alts procedent del centre d'Europa (a) entra damunt una zona de baroclinicitat al nord d'Àfrica (b). Com podem veure, és un cas molt similar al del 1967.

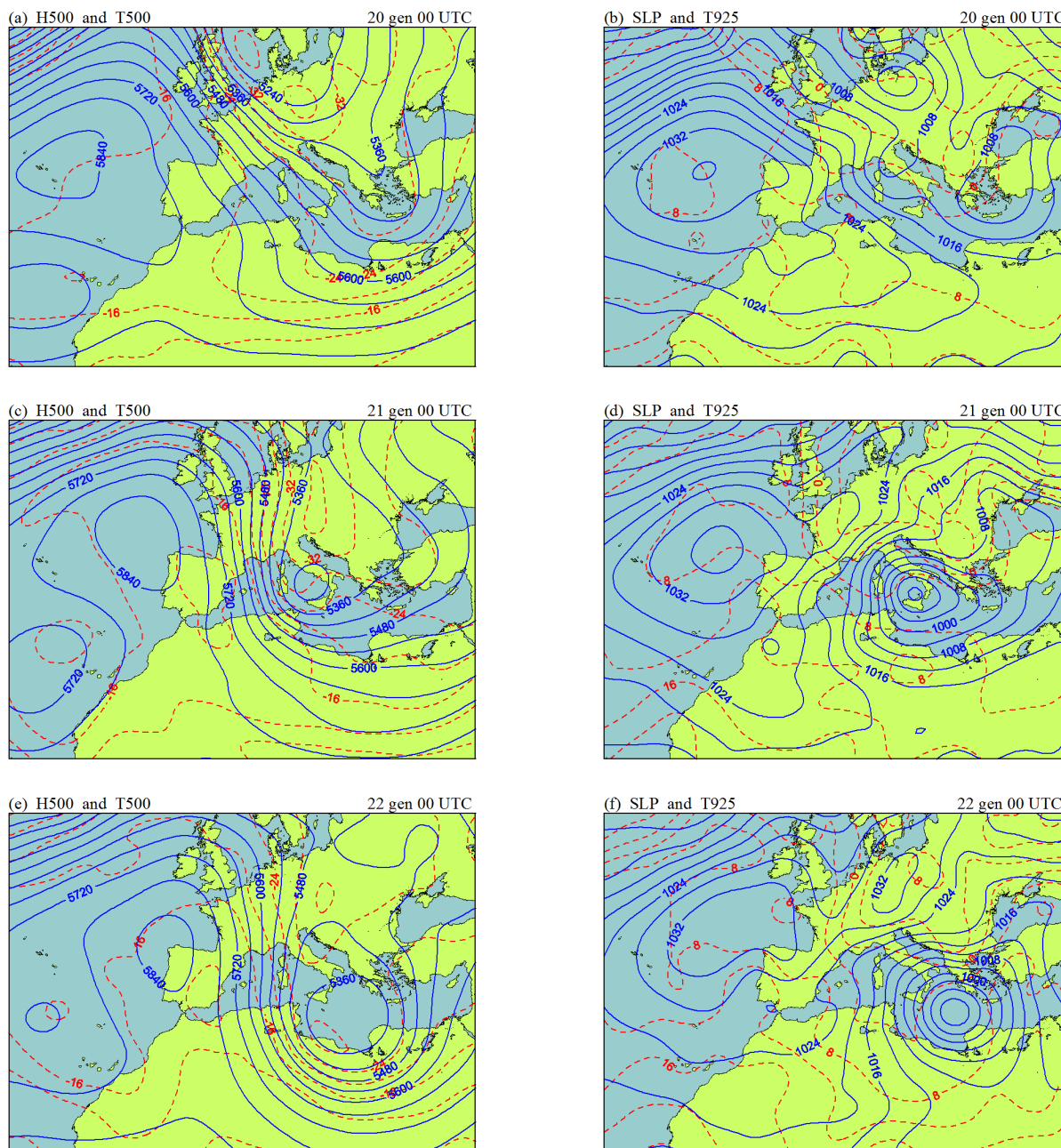


Figura 8: Situació sinòptica, extreta dels anàlisis de l'ERA-40, a les 00 UTC els dies: (a,b) 20 de gener de 1981; (c,d) 21 de gener de 1981; (e,f) 22 de gener de 1981. Els camps representats mostren: (a,c,e) altura geopotencial a 500 hPa (línia contínua, intervals entre contorns de 60 gpm) i la temperatura a 500 hPa (línia discontinua, intervals entre contorns de 4°C); (b,d,f) pressió en superfície (línia contínua, intervals entre contorns de 4 hPa) i temperatura a 925 hPa (línia discontinua, intervals entre contorns de 4°C)

6.2.6 Cicló del 1979

El darrer cas que hem considerat en el present treball és el dels dies 21 i 22 de desembre del 1979. El cicle de vida d'aquest cicló és més curt que els altres casos considerats. Els mapes sinòptics corresponents a aquest cas es troben a la Figura 12. Dia 22 a les 00 UTC, a 925 hPa (Figura 12 (d)) observam com tenim vent de

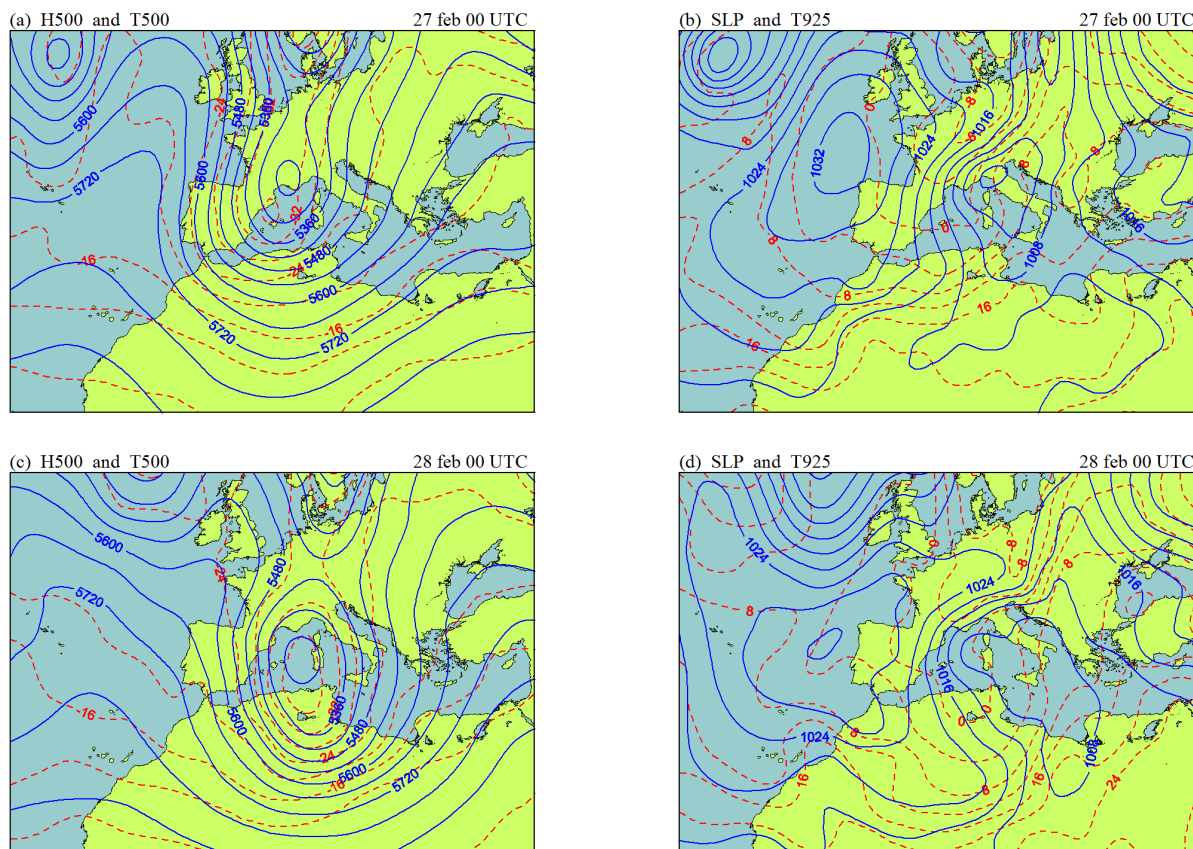


Figura 9: Situació sinòptica, extreta dels anàlisis de l'ERA-40, a les 00 UTC els dies: (a,b) 27 de febrer de 1958; (c,d) 28 de febrer de 1958. Els camps representats mostren: (a,c) altura geopotencial a 500 hPa (línia contínua, intervals entre contorns de 60 gpm) i la temperatura a 500 hPa (línia discontinú, intervals entre contorns de 4°C); (b,d) pressió en superfície (línia contínua, intervals entre contorns de 4 hPa) i temperatura a 925 hPa (línia discontinú, intervals entre contorns de 4°C)

component nord a les Balears, però ara sense advecció de temperatura. Novament s'observa l'entrada d'una baixa en alçada (Figura 12 (a)) sobre una zona baroclina en superfície al nord d'Àfrica (Figura 12 (b)).

7 Resultats

A les dues seccions següents representarem: les estructures bidimensionals corresponents a cada factor per veure els patrons que es creen pel cas de 1967; la contribució de cada factor a la tendència de geopotencial a 925 hPa en forma gràfica per tots els casos considerats.

7.1 Representació de les estructures dels factors

El mètode de la separació de factors il·lustrat a la secció 5 s'ha aplicat als casos presentats a la secció anterior per aïllar els impactes i les interaccions de les anomalies de PV a la superfície isobàrica de 925 hPa pel camp de tendència de geopotencial, responsables de la *ruta* i de la distribució del cicló. A les Figures 13 i 14 s'han representat els resultats pel cas de màxima circulació (12 de desembre a les 06 UTC) per al cicló de 1967. S'observen les distribucions espacials de cada anomalia per separat (a,b,c,d) on les zones de color blau representen les zones de tendència de geopotencial positiva i les zones en lila representen les zones de tendència de geopotencial negativa. En tots els casos s'ha inclòs el camp de tendència de geopotencial total com a referència, on les línies contínues indiquen valors positius i les línies discontinúes valors negatius. Per

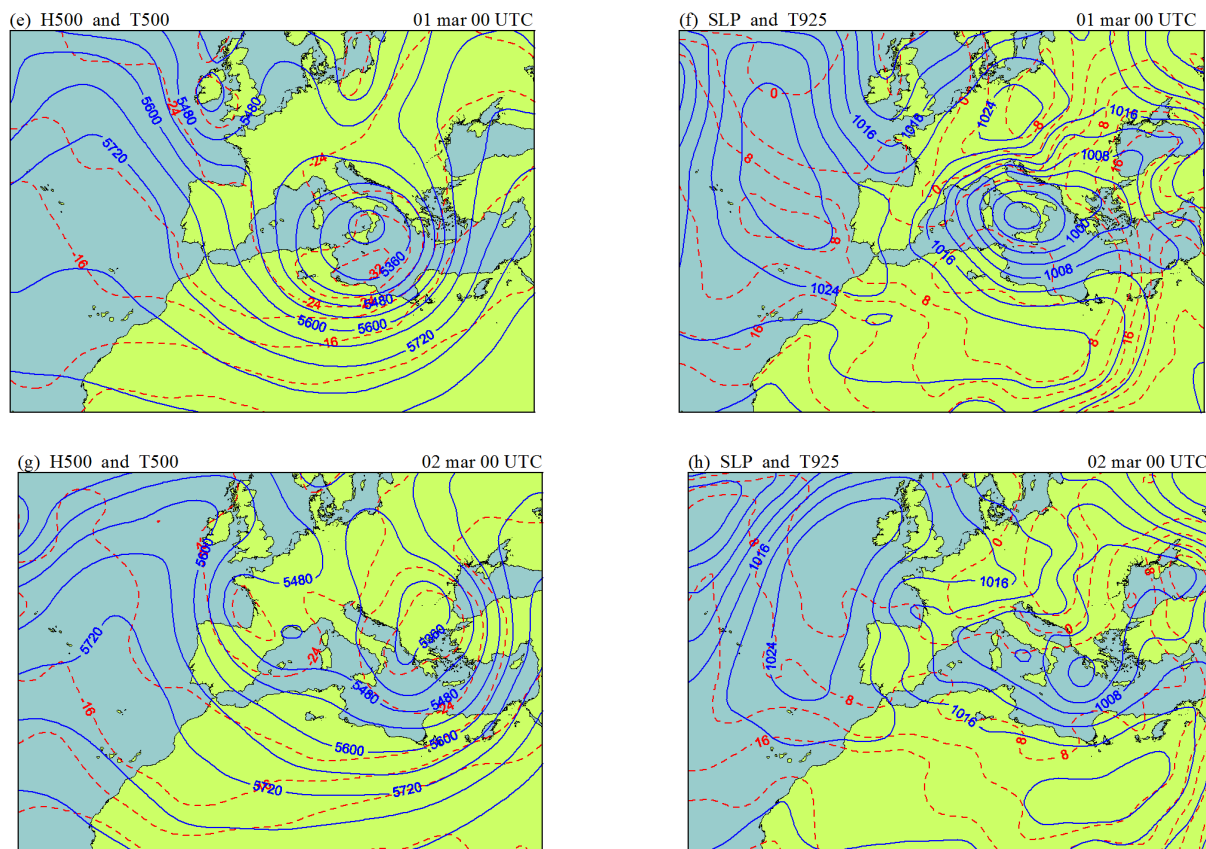


Figura 10: Continuació figura 9. Situació sinòptica, extreta dels anàlisis de l'ERA-40, a les 00 UTC els dies: (e,f) 01 de març de 1958; (g,h) 02 de març de 1958. Els camps representats mostren: (e,g) altura geopotencial a 500 hPa (línia contínua, intervals entre contorns de 60 gpm) i la temperatura a 500 hPa (línia discontinúia, intervals entre contorns de 4°C); (f,h) pressió en superfície (línia contínua, intervals entre contorns de 4 hPa) i temperatura a 925 hPa (línia discontinúia, intervals entre contorns de 4°C)

altra banda, s'observen les sinèrgies entre anomalies (e,f,g,h) on els colors indiquen el mateix que pel cas anterior.

En el moment de maduresa, la contribució negativa més forta la dona l'anomalia *ULev* a la zona de Sicília, seguida de la contribució *LLev* i la sinèrgia entre aquestes dues *ULev/LLev*. Veim llavors que el paper de la contribució de *ULev* és crucial a la ciclogènesi (veure Figures 13 (b) i 15 (a)), així com també al transport del cicló (veure Figures 13 (b), 15 (a) i 16 (a)). Aquesta contribució és responsable en gran mesura de la depressió formada en superfície entre Tunísia i Itàlia (veure Figura 6 (d)) . La seva contribució és notable també al nord d'Àfrica i al nord d'Itàlia durant la fase de desenvolupament (Figura 15 (a)).

Clarament, els resultats de la separació de factors confirmen no només les característiques precursors de nivells alts al desenvolupament dels ciclons, sinó que també l'actuació d'aquests durant la fase de dissipació, independentment de la seva interacció amb la baroclinicitat de nivells baixos (interacció amb *LLev*).

Individualment, *LLev* representa una contribució important al creixement, moviment i dissipació del cicló. Igual que a Romero (2008), aquesta darrera contribució a la fase de maduresa del cicló concentra la seva acció a la part nord del cicló (veure Figura 13 (c)), just per damunt de la zona definida pels fronts en superfície, on l'advecció de temperatura és més clara (veure Figura 6 (d)). Així, *LLev* contribueix a la propagació del cicló en direcció nord-est com es veu a la Figura 6.

En quant al terme *Diab* (Figura 13(d)), té un efecte molt menor en comparació amb els anteriors. Té una lleugera estructura dipolar al voltant de la baixa en superfície i en sentit paral·lel a Itàlia, tot i que la part negativa és molt més gran (referint-nos a àrees) que la positiva.

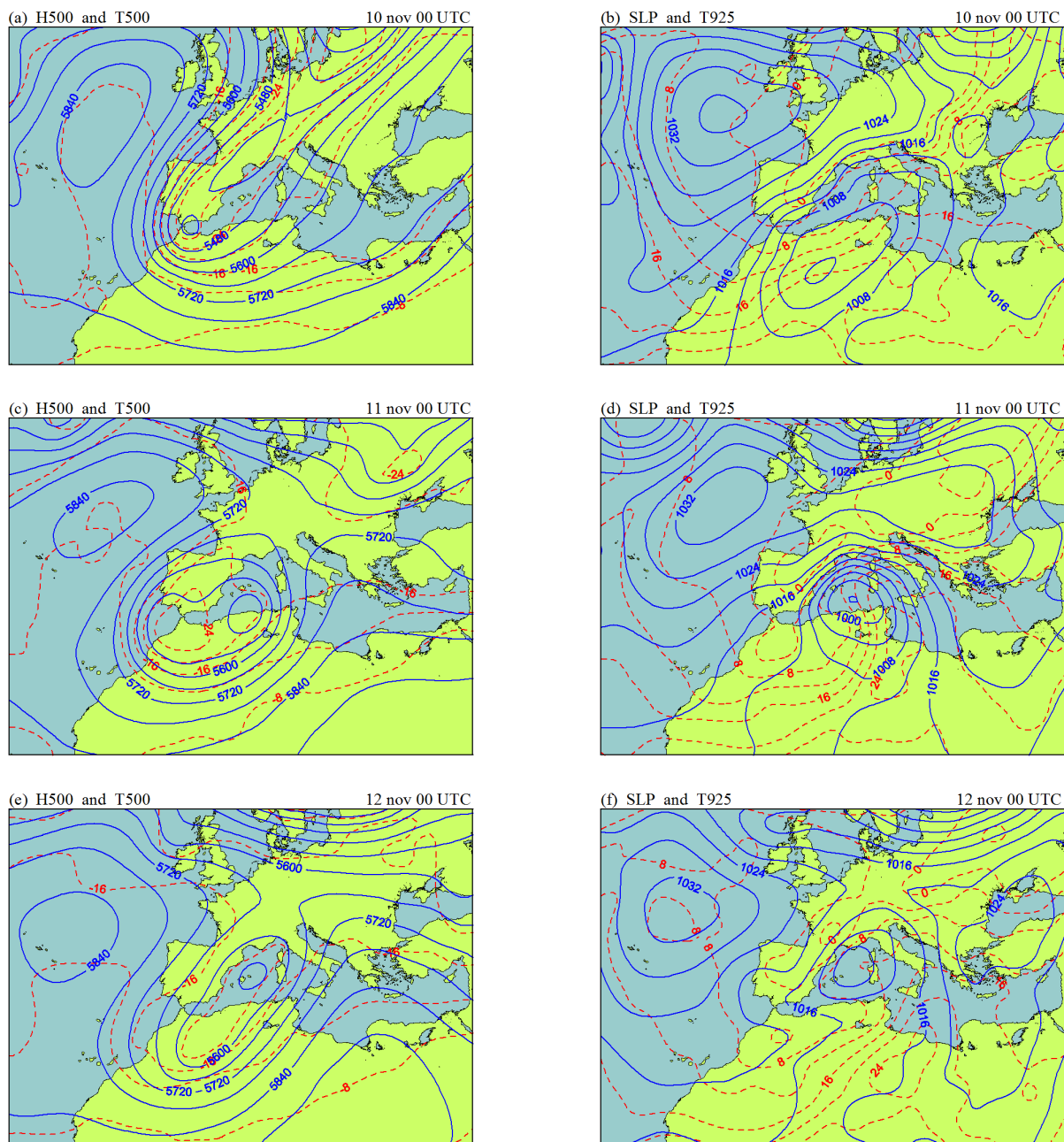


Figura 11: Situació sinòptica, extreta dels anàlisis de l'ERA-40, a les 00 UTC els dies: (a,b) 10 de novembre de 2001; (c,d) 11 de novembre de 2001; (e,f) 12 de novembre de 2001. Els camps representats mostren: (a,c,e) altura geopotencial a 500 hPa (línia contínua, intervals entre contorns de 60 gpm) i la temperatura a 500 hPa (línia discontinua, intervals entre contorns de 4°C); (b,d,f) pressió en superfície (línia contínua, intervals entre contorns de 4 hPa) i temperatura a 925 hPa (línia discontinua, intervals entre contorns de 4°C)

La interacció *U_{Lev}/L_{Lev}* és un agent important tant per a la generació com per al moviment del cicló (Figures 14 (e), 15 (c) i 16 (c)), d'acord amb el model de formació de sistemes baroclins discutit a la secció 3.2.4, *PV thinking*, Figura 4. Si comparem la interacció *U_{Lev}/L_{Lev}* amb la tendència de geopotencial total en superfície, podem veure com els patrons són molt similars, és a dir, els valors positius i negatius coincideixen bastant, sobretot a les Figures 15 (c) i 16 (c).

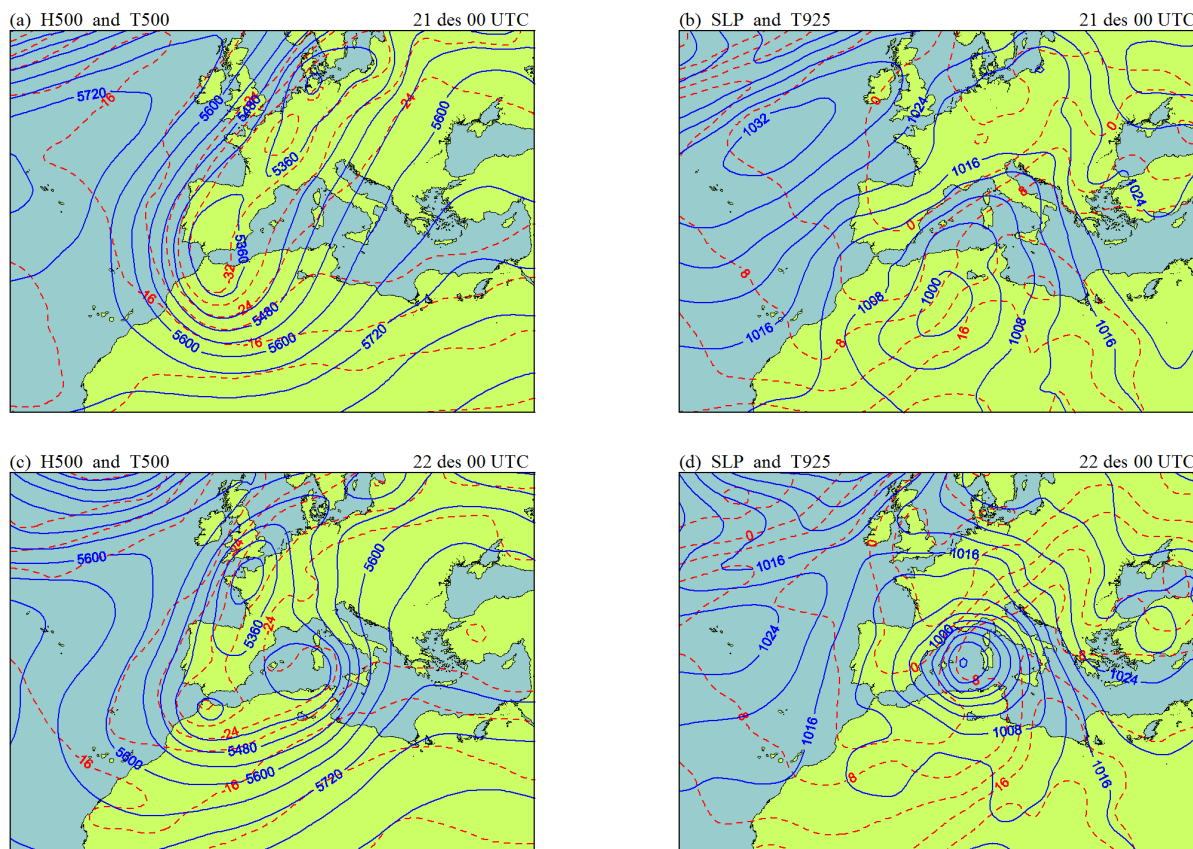


Figura 12: Situació sinòptica, extreta dels anàlisis de l'ERA-40, a les 00 UTC els dies: (a,b) 21 de desembre de 1979; (c,d) 22 de desembre de 1979. Els camps representats mostren: (a,c) altura geopotencial a 500 hPa (línia contínua, intervals entre contorns de 60 gpm) i la temperatura a 500 hPa (línia discontinúua, intervals entre contorns de 4°C); (b,d) pressió en superfície (línia contínua, intervals entre contorns de 4 hPa) i temperatura a 925 hPa (línia discontinúua, intervals entre contorns de 4°C)

L'efecte *ULev/Diab* sobre la tendència de geopotencial a superfície és més relevant a la fase de maduresa del cicló (Figura 14 (f)). Aquesta presenta una estructura dipolar en direcció paral·lela a Itàlia al voltant de la baixa en superfície, estructura similar a l'efecte de *Diab* però ara amb zones d'aproximadament la mateixa àrea i signes oposats. La inversió del signe és deguda a que els vents advectionius associats a *Mean* i *ULev* que advectionen l'anomalia de PV *Diab* tenen sentits oposats (no es mostren). Llavors, el factor *ULev/Diab* només contribueix a la ciclogènesi a la part oest del cicló; a l'est d'aquest, l'efecte és ciclolític.

La cooperació *LLev/Diab* és ciclogènètic a la part sud i a la part nord-est de la baixa de superfície, en canvi és ciclolítica a l'oest i al sud est.

Finalment comentar la triple sinèrgia *ULev/LLev/Diab* (Figura 14 (h)). Degut a que aquest factor inclou l'anomalia *Diab*, la triple sinèrgia té un paper secundari a l'igual que *Diab*, *ULev/Diab* i *LLev/Diab*. Com a cosa interessant, el patró de tendència de geopotencial associat a *ULev/LLev/Diab* és molt similar a l'associat a *LLev/Diab* (comparar amb la Figura 14 (g)) però amb els signes canviats. És difícil donar una explicació física per a l'efecte de *ULev/LLev/Diab*; això és un problema conegut de la tècnica de separació de factors de Stein-Alpert quan s'estudien més de dos factors.

En el present estudi hem decidit dibuixar els efectes creats per les anomalies de PV només pel cas de 1967. A Romero(2008) hi ha les mateixes Figures equivalents a les 13-16 però pel cas del cicló de 2001. Si comparem els dos casos, veim que els patrons de les anomalies així com l'evolució sinòptica són molt similars.

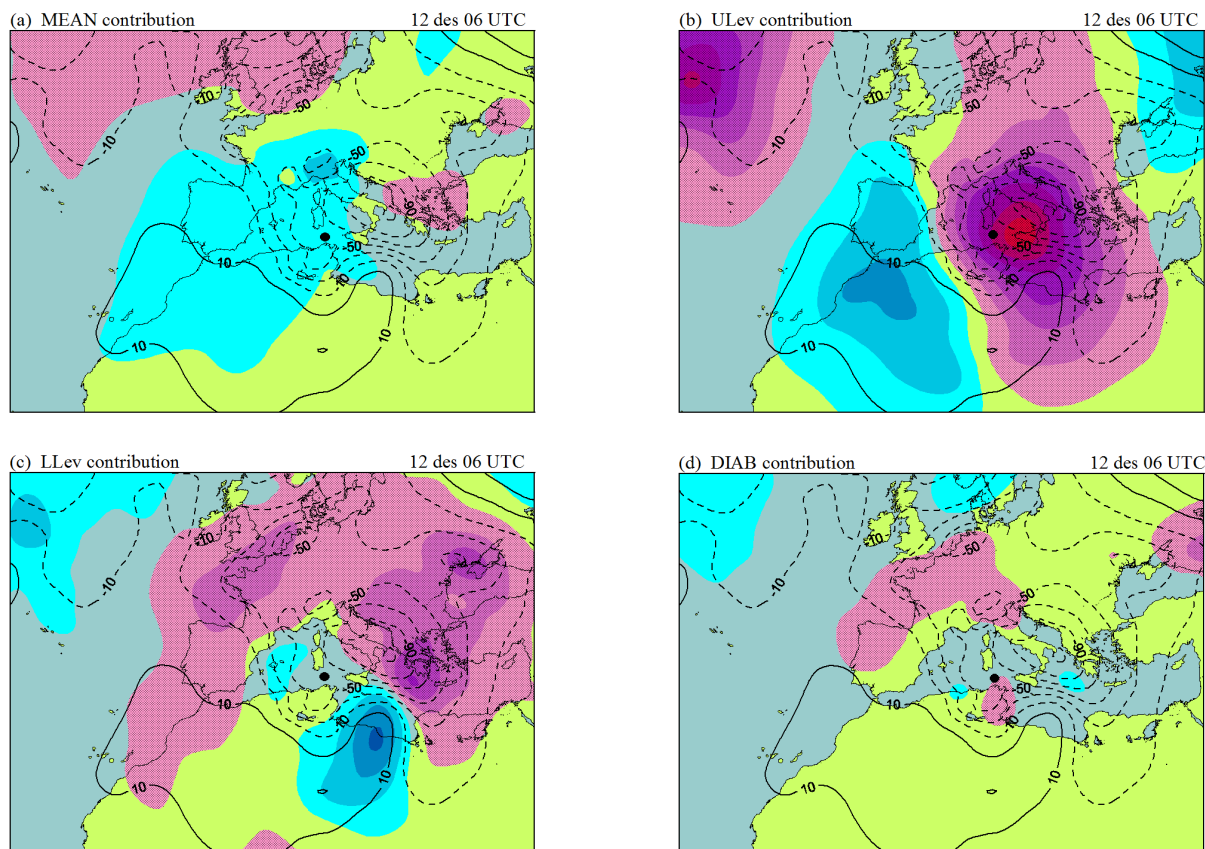


Figura 13: Resultat de la separació de factors aplicada a la tendència de geopotencial a la pressió de 925 hPa, corresponent a la fase madura del cicló (12 de desembre a les 06 UTC). Les contribucions a la tendència de geopotencial positives i negatives de (a) *Mean*, (b) *ULev*, (c) *LLev* i (d) *DIAB* es mostren en blau i lila respectivament. Aquestes contribucions comencen als valors de -5 gpm/12 h i 5 gpm/12 h respectivament, amb uns intervals entre contorns de 10 gpm/12 h. També es mostra la tendència de geopotencial total a 925 hPa, amb línia contínua per als valors positius començant a 10 gpm/12 h i línia discontinúua per als valors negatius començant a -10 gpm/12 h , i uns intervals entre contorns de 20 gpm/12 h. El punt negre entre Tunísia i Sardenya indica la posició del cicló.

7.2 Contribució de cada factor a la ciclogènesi

Per obtenir aquest producte, Figura 17, s'han fet ús dels camps representats a la secció anterior (veure Figures 13-16). Com que el que volem és estudiar la contribució de cada factor a la ciclogènesi, s'ha seleccionat una àrea i s'ha mirat per a cada instant de vida del cicló la contribució de cada factor a la ciclogènesi dins aquesta àrea. Anem a explicar un poc com s'ha fet.

Per seleccionar l'àrea d'estudi s'ha escollit un valor llindar al camp de tendència de geopotencial total de cada cas. El llindar no ha estat el mateix per a cada cas, sinó que s'ha ajustat per a que l'àrea fos el més semblant possible en els moments de maduresa de cada cicló. En alguns casos el llindar ha estat de -30 i en els altres de -40 gpm/12 h. Notem que les àrees són mòbils i variables en el temps. Per fer el present treball s'ha elegit deixar el llindar fix i l'àrea variable, de tal manera que es mira la contribució a la senyal total a les regions on aquesta té un valor menor que el llindar elegit (tendència negativa major). També s'hagués pogut elegir el cas contrari, és a dir, deixar el tamany de l'àrea fix a tots els instants de temps, però ens ha semblat més oportuna la primera opció, ja que la distribució de tendència de geopotencial total va canviant al llarg del temps.

Una volta l'àrea està seleccionada es mira la contribució de cada un dels factors considerats dins aquesta

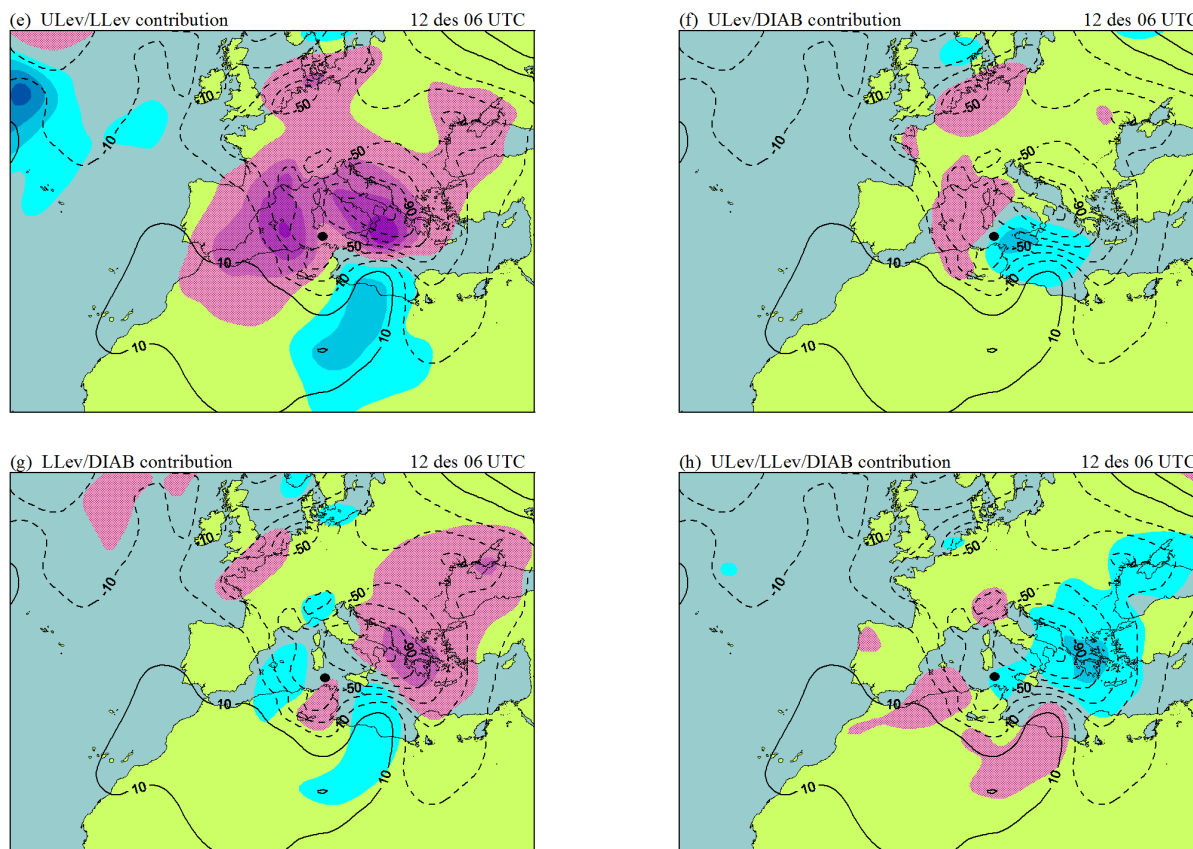


Figura 14: Com a la Figura 13, però mostrant les contribucions de (e) *ULev/LLev*, (f) *ULev/Diab*, (g) *LLev/Diab* i (h) *ULev/LLev/Diab*.

àrea per a cada instant de temps, donant els valors en gpm cada 6 hores. Tot i que la ciclogènesi correspon a valors negatius de la tendència de geopotencial, s'ha decidit invertir els signes. El motiu d'aquesta inversió de signes és deguda a que, com volem estudiar la formació de ciclons, consideram aquelles contribucions a la ciclogènesi com a positives, mentre que les contribucions ciclolítics les consideram negatives.

La línia gruixuda de color negre (veure Figura 17) representa la tendència de geopotencial total, mentre que les altres representen cada un dels vuit factors considerats.

Un tret general de tots els casos és que, com era d'esperar, les contribucions més importants són *ULev*, *LLev* i la sinèrgia entre aquestes dues anomalies *ULev/LLev*. Normalment la contribució de *ULev* és present durant tot el cicle de vida del cicló.

Anem a comparar les Figures 13 - 16 amb la Figura 17 (a). Si ens fixam amb la Figura 15, la contribució major a la ciclogènesi la dona *ULev* seguida de *ULev/LLev*, que és el que efectivament tenim a la Figura 17 (a). En el moment de maduresa (veure Figures 13 i 14) la major contribució la dona *ULev* amb diferència, i de nou torna a coincidir amb el resultat de la Figura 17. El terme *Diab*, així com les sinèrgies amb aquest darrer, juguen un paper secundari. Per tant, es confirma el que s'ha discutit anteriorment respecte a les Figures 13 - 16.

Si feim el mateix però per al cas de 2001, hem de comparar les Figures 9, 10, 13 i 14 de Romero (2008) i la Figura 17 (e). Dia 10 a les 00 UTC s'esperen unes contribucions més a manco iguals tant de *ULev* com de *LLev* com de *ULev/LLev* (veure Figura 9 de Romero (2008)), i efectivament és el que trobam a la Figura 17 (e), i en canvi les altres contribucions són pràcticament nul·les. En el moment de maduresa (11 de novembre a les 00 UTC) les majors contribucions són de *ULev/LLev* i *LLev*, seguides de *ULev*. Veim a la Figura 17 com l'efecte sinèrgic de *ULev/LLev* és molt important per a la ciclogènesi, mentre que a la fase de dissipació (12 de novembre de 2001) *ULev* domina completament (veure Figures 17 (e) i 9 de Romero (2008)).

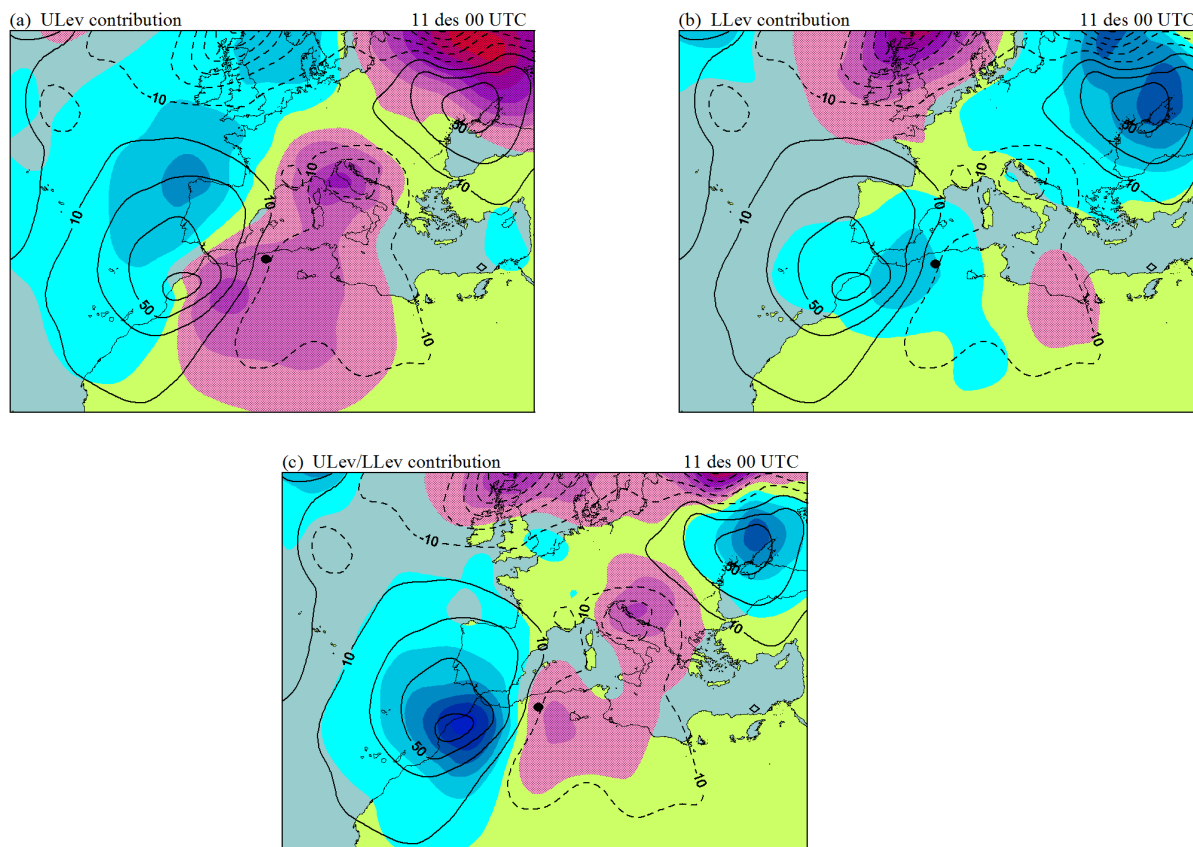


Figura 15: Com a la Figura 13, però per a la fase de desenvolupament del cicló (11 de desembre de 1967 a les 00 UTC); contribucions de (a) *ULev*, (b) *LLev* i (c) *ULev/LLev*.

Els altres quatre casos són similars als dos discutits. Sempre tenim la predominació de *ULev*, *LLev* i *ULev/LLev*. Si ens fixam en el terme *Diab*, aquest sempre dona una contribució molt petita, excepte a la fase ciclogènica del cicló de 1987 on va jugar un paper important als primers instants de temps.

Notem també que el factor *Mean* és un factor secundari; contribuint tant a la ciclogènesi com a la ciclòlisi, depenent del cas i de la fase del cicló.

Com podem observar, hi ha casos (1967, 2001, 1979) on els efectes de *ULev*, *LLev* i *ULev/LLev* són completament els dominants, mentre que en els altres casos també domina algun d'aquests tres efectes, però els altres factors tenen un paper major.

Llavors, comparant els factors que contribueixen més a la ciclogènesi dels casos estudiats (Figura 17) amb els que intervenien a l'estudi de formació de sistemes baroclins ideals (secció 3.2.4), veim que són pràcticament els mateixos a tots els casos.

Finalment, en quant a valors, observam com els màxims de tendència geopotencial van entre els 25 i 40 gpm/6h. Normalment, els efectes no dominants (*Mean*, *Diab*, i les sinèrgies amb *Diab*) es troben entre 5 i -5 gpm/6h, mentre que els dominants són pràcticament sempre majors de 5 gpm/6h.

8 Resum i discussió

Per obtenir els resultats de la secció anterior hem utilitzat un sistema d'equacions de pronòstic tancat basat en la PV i la tècnica de separació de factors. La seva implementació ens ofereix un algorisme eficient i computacionalment barat per aïllar els efectes individuals i sinèrgics d'un conjunt donat d'anomalties de PV, per estudiar l'estructura, formació, dissipació i trajectòries de ciclons. Les possibilitats d'aquest mètode

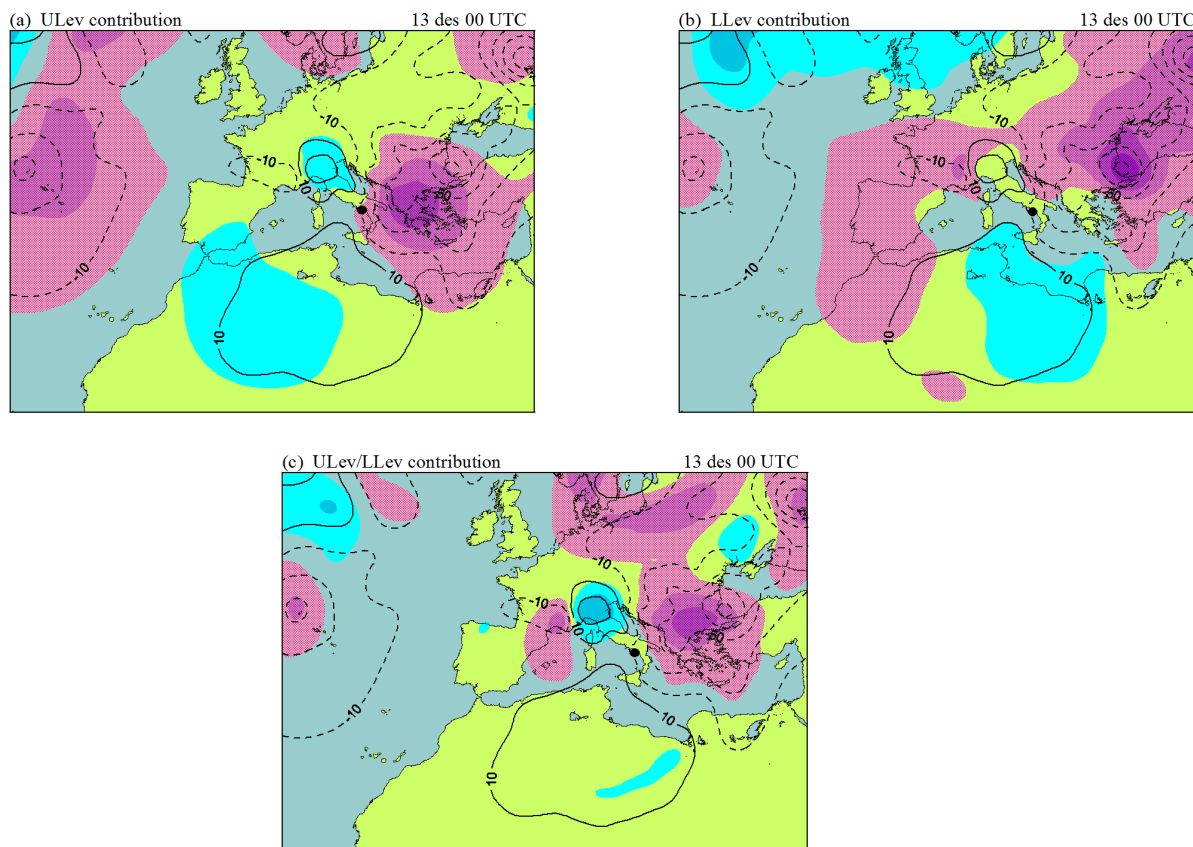


Figura 16: Com a la Figura 13, però per a la fase de dissipació del cicló (13 de desembre de 1967 a les 00 UTC); contribucions de (a) *ULev*, (b) *LLev* i (c) *ULev/LLev*.

ja es van veure a Romero (2008), on es van aplicar al cicló del 10-12 de novembre de 2001. Amb el present treball es confirmen les possibilitats del mètode estudiant els ciclons més intensos dels darrers 53 anys, entre els quals hi ha el cas de 2001. Amb l'estudi s'han aïllat els efectes del flux de "*background*" i les anomalies de PV associades a les ondulacions de la tropopausa, a la baroclinicitat a nivells baixos i al calor latent de condensació. Els resultats obtinguts són consistents amb les hipòtesis generals del model conceptual de la formació de sistemes baroclins a latituds mitjanes que s'ha comentat, a més d'obtenir uns resultats quantitatius dels efectes.

Per altra banda, el fet de que l'elecció de les anomalies sigui arbitrària fa que el mètode tenguí desavantatges. Primer de tot, la selecció d'un estat base o "*background*" a partir del qual es defineixen els camps de PV és arbitrària. La manera en que es fa el desglossament de les anomalies de PV a partir del camp de perturbació és subjectiu, a cada estudi es pot fer de la manera que li interessi més al científic. Com aconsella Romero a Romero (2008), és recomanable considerar un nombre reduït d'anomalies però amb sentit físic, per exemple com s'ha fet al present treball. Finalment, l'interpretació de les sinèrgies pot ser complicada, sobretot depenent del nombre d'anomalies de PV que involucren. Per exemple, la sinèrgia entre *ULev/LLev* s'enten perfectament quan s'explica la formació de sistemes baroclins, però la sinèrgia entre les tres anomalies de PV considerades és mala d'interpretar. El mètode pot aïllar l'efecte combinat que sigui, per molt complex que sigui, però això no implica que sigui trivial interpretar el que significa en termes dels mecanismes de forçament fonamentals.

El fet d'aplicar aquest mètode a diferents ciclons intensos mediterrànies partint d'una mateixa definició d'anomalies de PV, així com també d'una mateixa definició per a definir el fluxe mitjà, ens ha permès comparar els impactes i les interaccions de les anomalies de PV durant el cicle de vida de diferents ciclons. Hem estudiat ciclons amb origen africà (1967, 1987, 2001 i 1979) i amb origen europeu (1981 i 1958), però

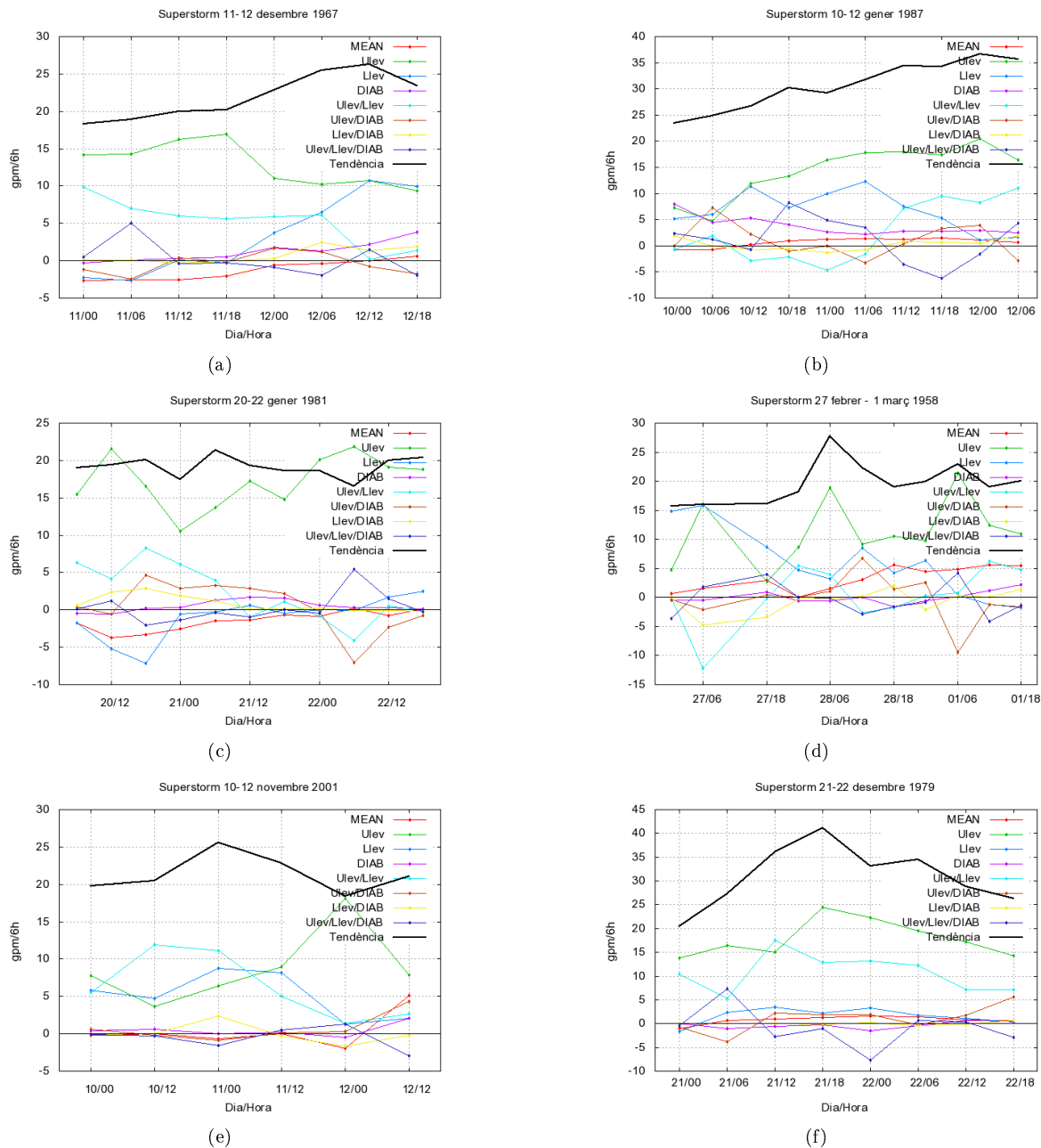


Figura 17: Representacions gràfiques de la contribució de cada factor considerat a la tècnica de separació de factors a la tendència de geopotencial a la superfície isobàrica de 925 hPa al llarg de la vida de cada cicló: (a) 11-12 de desembre de 1967; (b) 10-12 de gener de 1987; (c) 20-22 de gener de 1981; (d) 27 de febrer - 1 de març de 1958; (e) 10-12 de novembre de 2001; (f) 21-22 de desembre de 1979. Els valors positius representen contribució a la ciclogènesi (que realment són valors negatius). A l'eix vertical tenim la magnitud de la contribució en gpm/6 h i a l'eix horitzontal tenim l'evolució temporal cada 6h a tots els casos excepte pel cas de 2001 que és cada 12 hores. La línia gruixuda de color negre representa la tendència de geopotencial total, mentre que les altres representen els efectes de les anomalies i les sinèrgies.

tots ells presenten patrons similars (i.e. els tres efectes majors són a tots els casos els mateixos; els efectes menors estan dins la mateixa franja de valors). Un altre resultat interessant és que les estructures dels camps associats a cada factor del cas de 1967 són molt similars a les trobades per Romero (2008) al cas de 2001, és

a dir, no només són importants els mateixos factors, sinó que l'efecte que té cadascun d'ells per separat sobre l'evolució del cicló és similar als dos casos (1967 i 2001) i per tant presenten els mateixos patrons espacials.

La feina feta en el present treball es pot ampliar. En aquest estudi s'han obtingut els mecanismes més importants que afecten a la ciclogènesi (Figura 17) dels ciclons mediterrànies, així com les estructures espacials de cada factor (Figures 13 - 16). Comparant els casos de 1967 (del present treball) i de 2001 (de Romero (2008)) s'han trobat grans similituds a l'hora de representar cada factor i veure el seu efecte, però hem de tenir en compte que l'evolució sinòptica d'aquests dos casos és molt similar. L'exercici de dibuixar les estructures de cada factor pel cas de 1967 (Figures 13 i 14) es podria aplicar a tots els casos per veure l'efecte de cada factor sobre el desenvolupament, intensificació, moviment i dissipació dels ciclons (i.e. veure si els factors contribueixen a la intensificació o a la trajectòria del cicló) i veure si casos amb una situació sinòptica no tan similar als de 1967 i 2001 presenten patrons a les estructures dels factors tan similars. L'estudi es podria complementar també amb altres ciclons, incloent ciclons de la conca oriental del mediterrani.

8.1 Coneixements adquirits

Amb la realització del present treball he pogut aprendre una tècnica molt utilitzada a la meteorologia com és la separació de factors i aplicar-la a la ciclogènesi de ciclons intensos mediterrànies. Això m'ha permès conèixer el mètode de treball utilitzat a l'hora de realitzar un nou estudi. Una cosa interessant, que no s'explica a cap assignatura i és molt important, és la recerca de dades (en aquest cas dades meteorològiques) a les bases de dades pertinents (en el present treball s'han obtingut de l'ECMWF i NOAA). Sovint, no es pot entrar massa en matèria a les assignatures (ja sigui per raons de temps, perquè són contigus avançats, etc.) i amb la realització del *Treball de Fi de Grau* he pogut aprofundir en la teoria de PV i *PV thinking* ensenyats a l'assignatura optativa de *Física de l'atmosfera*. Dir també que he pogut aplicar coneixements adquirits al llarg del *Grau*, no només a l'assignatura de *Física de l'atmosfera*, sinó també a altres assignatures. Al llarg del *Grau* també es van adquirint coneixements en computació i maneig i visualització de dades. Amb la realització del present treball he aplicat tots aquests coneixements, però també he tingut l'oportunitat de conèixer un nou software de visualització i maneig de dades, el *Vis5D*, i aprendre a utilitzar el mòdul REGRID del model MM5.

Referències

- [1] Bluestein HB. 1993. *Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes*, vol. 2. Oxford University Press: 594 pp.
- [2] Campins J, Jansà A, Genovés A. 2006. Three-dimensional structure of Western Mediterranean Cyclones. *Int. J. Climatol.* **26**: 323-343.
- [3] Davis CA, Emanuel KA. 1991. Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis. *Mon. Weather Rev.* **119**: 1929-1953.
- [4] Ertel H. 1942. Ein neuer hydrodynamischer wirbelsatz. *Meteorol. Z.* **59**: 271-281.
- [5] Genovés A, Campins J, Jansà A. 2006. Intense storms in the Mediterranean: a first description from the ERA-40 perspective. *Advances in Geosciences.* **7**: 163-168.
- [6] Hoskins BJ, McIntyre ME, Robertson AW. 1985. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **111**: 877-946.
- [7] Picornell M, Jansà A, Genovés A, Campins J. 2001. Automated database of mesocyclones from the HIRLAM-0.5° analyses in the Western Mediterranean, *Int. J. Climatol.*, **21**, 335–354, 2001. Sanders, F. and Gyakum, J.: Synoptic-Dynamic Climatology of the “Bomb”. *Mon. Wea. Rev.* **108**: 1589-1606.
- [8] Romero R. 2001. Sensitivity of a heavy-rain-producing western Mediterranean cyclone to embedded potential-vorticity anomalies. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **127**: 2559-2597
- [9] Romero R. 2008. A method for quantifying the impacts and interactions of potential-vorticity anomalies in extratropical cyclones. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **134**: 385-402
- [10] Romero R. 2011. Application of Factor Separation to heavy rainfall and cyclogenesis. Mediterranean examples. Chapter 7 in *Factor separation in the Atmosphere: Applications and Future Prospects*, ed. Pinhas Alpert and Tatiana Sholokhman, Cambridge University Press, 87-119.
- [11] Rossby CG. 1940. Planetary flow patterns in the atmosphere. *Q. J. R. Meteorolo. Soc.* **66**: 68-87 (supplement).
- [12] Stein U, Alpert P. 1993. Factor separation in numerical simulations. *J. Atmos. Sci.* **50**: 397-406.