

Simulacions numèriques idealitzades de precipitacions orogràfiques

Autor: Antoni Oliver Gelabert Directors: Dr. Romu Romero March Dr. Víctor Homar Santaner

> Grup de Meteorologia (UIB), Palma de Mallorca Gener de 2013

ÍNDEX

PRÒLEG	3
1. INTRODUCCIÓ	6
1.1. Fenomenologia de les precipitacions orogràfiques	6
1.1.1.Factors fenomenològics fonamentals de la precipitació orogràfica	6
1.1.2. Mecanismes bàsics de producció de precipitació orogràfica	8
1.2. El model numèric de simulació meteorològica MM5	13
1.3. Balanç físic dels camps atmosfèrics ideals	

2. METODOLOGIA

20

2.1. Definició del terreny	21
2.2. Definició de les condicions inicials	22
2.3. Substitució de camps reals per camps idealitzats	28
2.4. Definició de la física del model	29
2.5. Processat i visualització de dades	30

3. RESULTATS

32

3.1. Experiments bàsics	32
3.1.2.Resultats estadístics dels experiments bàsics	32
3.1.3.Casos particulars dels experiments bàsics	38
3.2. Experiments addicionals 4	19
3.2.1.Resultats estadístics dels experiments addicionals 4	19
3.2.2.Casos particulars dels experiments addicionals	55
3.3. Estudi gràfic de les relacions entre orografia, velocitat del LLJ i precipitacions	52

4. CONCLUSIONS	65
5. BIBLIOGRAFIA	68
ANNEXES	70
A. Llistat complet de resultats dels experiments bàsics	70

PRÒLEG

Des de fa temps es sap que determinades condicions meteorològiques com puguin ser la direcció i la intensitat del vent, tenen conseqüències més severes en alguns llocs que d'altres. Un reflex el podem veure a les nombroses dites populars sobre el temps meteorològic que han anat florint al llarg de la història, i que tenen sentit a un nivell local. Per exemple a Catalunya són coneguts entre la cultura popular aquests refranys:

"Vent de llevant, pluja a l'instant" "Vent de gregal, ni peix ni pardal"

A banda de la cultura popular, es tenen treballs científics que mostren com unes zones en particular registren quantitats mitjanes de precipitació més grans que d'altres. A les Illes Balears, per exemple, tenim la Serra de Tramuntana i en especial prop del Puig Major, que és on més precipitació mitja es registra a les Illes Balears degut a l'elevació de les masses d'aire forçades per l'orografía. Proves registrades d'aquest fet en tenim en l'atles de precipitació de les Illes Balears on es fan la mitjana temporal al llarg de 30 anys compresos entre el període de 1979 i 2009 (figura 1).



Figura 1. Mapa de distribució de la precipitació mitjana anual (en unitats de mm) registrada en 30 anys compresos entre 1979 i 2009, REF[w3].

Altres referències que mostren la freqüència de fenòmens de pluges intenses, troben llocs concrets on la precipitació severa és més freqüent, com per exemple Romero et al. (1998) o Sotillo et al. (2003). La figura 2 mostra mitjançant cercles damunt la zona del registre, la quantitat de dies de pluja intensa (més de 100mm) que s'han registrat al llarg de 10 anys. Es veu clarament la predisposició de determinades zones molt orogràfiques com és el cas de la Serra d'Aitana a la Comunitat Valenciana, la Serra de Tramuntana a les Illes Balears, o la Serra de Ronda d'Andalusia, a desencadenar precipitacions intenses. Aquestes pluges extremes, ocasionen desastres naturals i danys materials i econòmics, dels quals en surten moltes víctimes. A més, Espanya té les inundacions com a desastre natural més freqüent, sent també el desastre natural que provoca més víctimes, algunes d'elles mortals i deixant a moltes d'elles ferides, sense habitatge o amb greus perjudicis econòmics (veure REF [w4]).



Figura 2. Mapes de registre de la quantitat de fenòmens de pluja intensa (més de 100mm) registrats al llarg de la dècada 1983-1993 (Romero et al., 1998).

Molts d'aquests esdeveniments de precipitacions torrencials van associades a fluxos atmosfèrics d'alta velocitat en nivells baixos coneguts com a LLJ ("low level jet"), que solen acompanyar als ciclons mediterranis com a part de la seva circulació i que s'ha estudiat i mostrat com a causa de temps sever a les costes mediterrànies (p.e. Ramis et al. 2009, Romero et al., 2000 o Martin et al., 2007). Un bon coneixement d'aquests fenòmens, ens pot permetre entendre en quines condicions es donen, anticipar-nos i prendre les mesures oportunes per evitar el major nombre de perjudicis. Per això, la comunitat de científics que integren les Ciències de la Terra tenen com a un dels seus objectius comprendre aquests mecanismes per tal de poder-los prevenir. S'han fet molts estudis, tant de casos reals (Ramis et al., 1998), estudis de sensibilitat atmosfèrica (L. Garcies, 2007). També s'han portat a la pràctica tècniques de pertorbació de camps reals (p.e. Homar et al., 2006 o M. Vich, 2007) per tal d'entendre i caracteritzar aquests fenòmens severs.

Aquest treball té intenció de contribuir en aquest esforç per trobar patrons meteorològics que ocasionen precipitacions extremes, les quals són la causa principals de les inundacions a les regions estudiades. L'objectiu és cercar situacions meteorològiques òptimes, entenent per aquestes les que originen més precipitació acumulada al cap de 30h, a partir de simulacions numèriques que incorporen un element innovador de construcció de camps meteorològics ideals aplicats a diverses regions del mediterrani occidental. Estudis similars ja s'han realitzat en regions com els Alps marítims francesos (Bresson et al.,2011). En aquest cas l'estudi es desenvoluparà a partir d'experiments de simulació numèrica de precipitacions orogràfiques causades per fluxos de vent marítim de diferents direccions amb una distribució horitzontal de velocitats de tipus Gaussiana (i.e. representant un LLJ). Aquestes simulacions s'apliquen a diferents dominis: Illes Balears (amb el centre del domini situat al punt més alt de la Serra de Tramuntana), Comunitat Valenciana (amb el centre al punt més alt de la Serra d'Aitana) i Catalunya (amb el centre al punt més alt de la serra del Montseny), en condicions idealitzades (p.e. els valors dels camps inicials de temperatura i humitat són uniformes a un mateix nivell d'altura i s'ignora el flux de vapor d'aigua i de calor sensible des de la superfície cap a l'atmosfera) per tal d'entendre l'influencia de les característiques del terreny en quant a les precipitacions que s'hi donen per a unes mateixes característiques de les condicions atmosfèriques aplicades. Per això, s'han realitzat simulacions numèriques escombrant tot un ventall de paràmetres dinàmics i termodinàmics i hem observat els resultats. Primer modifiquem els paràmetres de direcció i velocitat del vent incident. Seguidament feim una valoració dels casos òptims i d'interès general a partir dels resultats i per aquests casos n'estudiarem la sensibilitat als canvis aplicats a més paràmetres del vent com poden ser la amplada del LLJ o la seva posició relativa respecte al sistema orogràfic. Posteriorment s'estudiarà l'efecte de la modificació del sondeig d'humitat i del perfil vertical de temperatura, és a dir, l'efecte sobre les precipitacions orogràfiques associat al contingut d'aigua precipitable i al grau d'estabilitat atmosfèrica. Finalment, es farà un tractament estadístic i particular de les dades on es quantificaran les precipitacions més intenses en relació als paràmetres del vent, humitat i temperatura i es relacionaran patrons espacials de pluja simulada amb estructures orogràfiques del domini, comparant en tot moment els resultats obtinguts per les Illes Balears, Comunitat Valenciana i Catalunya.

Aquest treball ha estat possible gràcies al suport del Grup de Meteorologia i en especial dels Drs. Romualdo Romero i Víctor Homar que en tot moment han mostrat absoluta disponibilitat a l'hora de revisar continguts, exposar la seva opinió i ajudar a desenvolupar part del treball, apart d'instruir-me d'una forma exemplar i eficient en el camp de la meteorologia, per això els vull donar les gràcies a ells i al Grup de Meteorologia de la Universitat de les Illes Balears en general en aquestes humils línies.

1. INTRODUCCIÓ

Començarem aquesta secció parlant primer de les bases fenomenològiques de la interacció del flux amb l'orografia, centrant-nos en com, on i quan poden donar lloc a precipitació. Seguidament explicarem les característiques principals del model de predicció que utilitzarem per fer els experiments numèrics simulats, el model MM5. Finalment exposarem una secció on parlarem de la consistència dinàmica i termodinàmica dels camps atmosfèrics, que seran la base teòrica per construir els camps meteorològics idealitzats inicials dels experiments.

1.1. Fenomenologia de les precipitacions orogràfiques

Moltes de les idees i gràfiques exposades en aquesta secció s'han seguit a partir del treball de Houze (2012) i serveixen com a base per entendre la fenomenologia associada als experiments realitzats. No obstant, donada la sofisticada orografia del terreny en aquests experiments, no és la pretensió d'aquest estudi aïllar tots els fenòmens que es donin en aquests.

En la classificació dels fenòmens que generen precipitació en destaquen 3 tipus generals de sistemes :

- **Tempestes convectives**. Obtenen l'energia a partir de l'estratificació vertical de la temperatura i el vapor d'aigua.
- Sistemes frontals. Obtenen l'energia dels gradients horitzontals de temperatura.
- **Ciclons tropicals.** Obtenen l'energia del calor latent transferit per l'oceà.

Normalment la precipitació es dóna quan els fluxos d'aquests sistemes interaccionen amb una orografia irregular, que causa una alteració i reorganització d'aquests. El que discutirem a continuació és com aquests fluxos reorganitzats pel terreny donen lloc a precipitacions a partir d'una breu descripció conceptual de la microfísica, dinàmica i termodinàmica i d'una esquematització dels principals tipus de situacions en que els fluxos amb interacció amb el terreny afecten a la producció de precipitacions.

1.1.1. Factors fenomenològics fonamentals de la precipitació orogràfica

La mida i la forma d'una muntanya té un gran efecte en la distribució de la precipitació a la terra que l'envolta. El que determina aquesta distribució és una combinació de la microfísica de creixement de les partícules dins el fluid, el comportament dinàmic de flux davant de la barrera orogràfica i la termodinàmica de l'aire humit.

Mida orogràfica i escala de temps de la microfísica

Les gotes d'aigua i els cristalls de gel necessiten temps per a créixer fins a una certa mida abans de precipitar. L'altura del terreny i la seva forma determinen les zones on és possible que les partícules precipitin. Per tant l'escala de temps de la microfísica del creixement de les partícules i l'escala espacial del terreny estan lligades (figura 3).



Figura 3. Representació de les trajectòries que segueixen les partícules de diferents mides en funció de la velocitat del flux (Hobbs et al. 1973). Per baixes velocitats cau més precipitació a sobrevent, però per fluxos de major velocitat cauen més a la banda de sotavent. A més com més lleugeres més distància recorren abans de tocar la superfície.

Dinàmica del flux amb interacció amb l'orografia

Des del punt de vista dinàmic, sabem que el flux atmosfèric que topa amb el terreny respon d'una manera o altre depenent de diversos factors. En un flux inestable en termes de flotabilitat, la pròpia convecció pot fer que el flux passi per damunt de la barrera orogràfica. En un flux estable, la resposta del flux a la presència orogràfica depèn de tres factors: El mòdul de la component de vent perpendicular a la barrera (que anomenem U), el grau d'estabilitat termodinàmica del flux (quantificable amb la freqüència de Brunt Väisälä, N) i l'altura de la barrera orogràfica (h). Aquests factors es poden combinar en un únic nombre adimensional:

$$Fr = \frac{U}{h \cdot N}$$

Aquest nombre dóna una idea aproximada de la velocitat que ha de tenir el flux perquè superi una muntanya de determinada alçada, en unes condicions d'estabilitat estàtica atmosfèrica determinades (figura 4). També a la vegada, és una mesura de la importància dels efectes no lineals en el flux i sol relacionar-se amb el Nombre de Froude en el context de les precipitacions orogràfiques, tot i que aquest és definit realment en els problemes de dinàmica de fluids referit al quocient entre la velocitat del flux i la velocitat de les ones. Si tenim un nombre de Froude major que la unitat el flux superarà la muntanya, mentre que si el nombre de Froude és menor que 1, el flux no superarà la barrera orogràfica.



Figura 4. Representació de com la interacció del flux atmosfèric amb l'orografía dóna lloc a dos comportaments distints quan el flux té prou energia cinètica per superar la barrera (esquerra) i quan no en té prou i queda bloquejat (dreta). Extret de la pàgina web interactiva del COMET (REF[w5]).

Termodinàmica de l'aire sobre l'orografia

Un altre factor que afecta a les precipitacions i niguls sobre les muntanyes és que la pressió de vapor saturant augmenta amb la temperatura, i per tant disminueix amb l'alçada. La precipitació generada amb el moviment ascendent de la massa d'aire i els processos microfísics de creixement de les partícules és més abundant als nivells baixos al voltant del cim que a la part més alta de la muntanya (figura 5, Frei i Shär(1998)).



Figura 5. Representació de la mitjana anual de precipitació i una corba sòlida que representa la mitjana de l'altura del terreny en una secció Nord-Sud que travessa la zona est dels Alps, representant la mitjana zonal entre els 10.2°E i els 12.6°E (Frei i Shär (1998)).

Per tant, no és del tot correcte pensar que els màxims de precipitació es donen sempre en els punts més alts de les muntanyes, ja que en estructures orogràfiques de gran alçada el fet que la humitat saturant sigui inferior fa que la quantitat de vapor d'aigua que es pugui acumular sigui inferior, i per tant que no es puguin desenvolupar episodis de precipitació tan intensos com a nivells més baixos de la muntanya.

1.1.2. Mecanismes bàsics de producció de precipitacions orogràfiques

El que hem vist és que la microfísica, dinàmica i termodinàmica del flux en les proximitats d'una barrera orogràfica, combinades amb la geometria d'aquesta poden incidir en el creixement i caiguda de les partícules en el terreny. La gran quantitat de variables que caracteritzen l'estat d'un fluid (temperatura, humitat, pressió, vent, latitud, proximitat a l'oceà i forma del terreny) i la no linearitat de la naturalesa atmosfèrica, fa difícil la tasca de trobar patrons absoluts entre diferents àrees diferenciades per la seva topografia complexa. No obstant el que sí podem fer és un esquema dels principals mecanismes en que el flux amb interacció amb l'orografia afecta a la formació de precipitacions.

Flux estable

Les figures (a) i (b) representen dues situacions del que pot passar quan l'aire flueix per sobre de l'orografia.



Figura 6. Representació dels fenòmens d'interacció d'un flux estable amb l'orografia

La figura 6a, fa referència a la situació de flux estable que en certa manera és conduït per la forma del terreny cap a dalt de la muntanya. Això dóna una component de velocitat vertical al flux que produeix o reforça niguls a sobrevent de la muntanya. Al costat a sotavent el nigul és evaporat. No obstant, la situació representada no és tan simple com presenta la il·lustració, ja que com és sabut, una massa d'aire estable, forçada per l'orografia a ascendir, amb suficient energia cinètica per superar la barrera, provocarà ones gravitatòries a sotavent de la barrera. Per tant, podem dir que la muntanya actua de generador d'ones gravitatòries a sotavent. Jiang i Smith (2003) mostraren que la precipitació a terra es deu a una combinació sofisticada de la dinàmica de les ones gravitatòries i dels processos microfísics, especificant escales de temps per al creixement microfísic τ_m , pel temps de caiguda de la partícula τ_f i per al temps d'advecció τ_a del flux que travessa la muntanya. Trobaren que la producció de neu ve controlada pel quocient τ_m/τ_a i que la fracció de caiguda damunt terra per al quocient τ_f/τ_a . L'anterior figura 3 mostra com el ritme de creixement per agregació genera partícules, que com més grans i pesades més ràpidament cauen, tenint una escala de temps microfísica més petita, fet que implica que la major part de precipitació es dóna a sobrevent. Obviament la geometria de la muntanya hi juga un paper més important, com més alta o ampla sigui aquesta, menys precipitació es genera a sotavent. Finalment cal notar el fet evident que necessitem prou humitat en el flux perquè es doni la precipitació.

La figura 6b mostra una situació que fa referència a l'aire que ascendeix però que retorna abans d'arribar al cim de la muntanya. Es a dir, una situació on no es té prou energia cinètica per superar la barrera. El retorn es pot donar de diverses formes:

1. Una capa profunda d'aire molt inestable pot ser forçada a un ascens per damunt del seu nivell de convecció lliure, donant com a resultat la producció de núvols convectius i precipitació. Si el flux té una gran inestabilitat i aquesta s'estén al llarg de una capa prou profunda, es poden desenvolupar cumulonimbus de

gran densitat i alçada. Lin et al. (2001) varen determinar que episodis de precipitació severa es produïen pel mecanisme en que una massa d'aire topa amb la topografia d'una muntanya amb grans desnivells i el flux és persistent en el temps i humit, amb forma de jet de nivells baixos (LLJ).

2. Si la inestabilitat es troba en una capa de nivells baixos, l'ascendència per damunt del terreny pot causar la producció de petits núvols a la banda de sobrevent de la muntanya. El que passa en una situació així és que els niguls guanyen flotabilitat després de saturar mentre es van refredant adiabàticament alhora que l'aire no saturat circumdant es refreda també adiabàticament. Una vegada generats, aquests núvols creixen ràpidament en la capa d'aire ascendent degut a que l'elevació i refredament conseqüent, disminueix l'encalentiment per subsidència de les masses d'aire no-saturades circumdants que tendeixen a ocupar l'espai buit per compensació alhora que el corrent ascendent guanya calor latent. Llavors les gotes creixen més ràpidament per l'agregació ràpida d'aigua en el corrent ascendent.

3. Si tenim una lleugera inestabilitat potencial en una capa dintre d'un sistema de niguls major, com un front o un sistema convectiu de meso-escala (MCS), es poden desenvolupar cèl·lules de convecció dintre del sistema de niguls a mesura que passa per sobre la muntanya. El lloc de la muntanya on es solen desenvolupar és usualment irregular. El primer augment abrupte del terreny activa els processos de generació de niguls als nivells més baixos amb la major quantitat d'humitat disponible, i és on s'hi desenvolupen les cèl·lules convectives més intenses. Cèl·lules de menor intensitat es poden donar en els puigs següents de major alçada. Aquest alternat de cèl·lules convectives dins un sistema major que els engloba i que incideix corrent amunt en una muntanya afavoreix grans precipitacions de partícules que creixen per fusió per davall dels 0°C i per agregació per davall dels 0°C (figura 7). Es creu que aquest moviment local ascendent de convecció genera petits focus de gran quantitat d'aigua líquida, que s'engrandeixen alhora amb l'agregació de les partícules pre-existents en el núvol, donant una precipitació local molt efectiva.



Figura 7. Representació diferenciada de com un flux amb inestabilitat passa per sobre l'orografía (esquerra) amb moviments d'ascendència i descendència i la situació d'una massa d'aire estable bloquejada que força el flux a que hi passi per sobre generant una banda de forta cisalla (Medina i Houze (2003)).

4. Quan una capa amb forta cisalla està present en el flux, com en el cas on l'aire és bloquejat a nivells baixos i anul·lat per un altre flux on la turbulència pot cooperar amb la cisalla. Aquest moviment ocorre en condicions d'estabilitat termodinàmica neutral o estable i és deguda a la inestabilitat dinàmica.

Forçament diürn

Les figures 8a i 8b, indiquen com el cicle diürn afecta a la convecció a les muntanyes de qualsevol escala.



Figura 8. Representació dels fenòmens associats al cicle diürn.

La figura 8a mostra com, de dia, la radiació solar incident dóna energia a l'aire per elevar-se i convergir al cim de la muntanya, fent que pugui assolir el nivell de convecció lliure. Això condueix a un màxim de precipitació convectiva a l'hora més calenta del dia. L'escalfament del terreny elevat durant el dia, pot donar lloc temps després, a ones gravitatòries que es propaguen lluny de les muntanyes i produeixen niguls convectius profunds.

La figura 8b mostra com de nit, el refredament del terreny elevat atura la convecció al cim de la muntanya. No obstant, si el moviment cap avall del flux resultant del refredament convergeix amb un jet de nivells baixos humit i inestable, llavors es pot donar un màxim nocturn de precipitació convectiva a la base de la muntanya. Una altre forma de tenir un màxim de precipitació convectiva nocturna és si l'ona gravitatòria resultant de l'escalfament diürn té la fase del moviment ascendent allunyant-se de la muntanya. En aquest cas, la convecció nocturna es desenvolupa a la base de la muntanya un altre cop però té un efecte més perllongat.

Efecte de petites estructures orogràfiques i mecanisme "Seeder-Feeder"

Les figures 9a i 9b es refereixen a la interacció atmosfèrica amb estructures orogràfiques de petita mida.



Figura 9. Representació de l'efecte de petites estructures orogràfiques (esquerra) i del mecanisme "Seeder-Feeder" (dreta).

La figura 9a, mostra com un nigul que passa sobre una muntanya desencadena un màxim de precipitació a la zona de cara al vent de la muntanya. A més la dimensió d'aquesta és prou petita per deixar passar el nigul a la banda de sotavent, on desencadena pluges menys intenses degut al moviment descendent de la massa d'aire. Aquest mecanisme el podem comparar amb el que observem a la figura 6a, on tenim evaporació de precipitació a sotavent en una muntanya de mida considerable.

Per altre banda, el que representa la figura 9b és una situació semblant però amb el fenomen ocorrent en diferents capes, el que es denomina un mecanisme "seeder-feeder", sembrador-alimentador. Aquest mecanisme es basa amb la pre-existència d'un nigul alt (sembrador) advectat per damunt del puig i la formació d'un nigul orogràfic de baix nivell en el puig (alimentador). Les partícules que precipiten des del nigul superior creixen per agregació d'aigua del nigul inferior, generant una precipitació més efectiva a la banda de sobrevent.

Convecció associada a la propagació d'ones en direcció a una muntanya

La figura 10b, mostra una situació on s'inicien unes ones de propagació vertical a les muntanyes, que a sotavent interaccionen amb un nigul convectiu generat per un jet de nivells baixos humit. Aquestes ones poden ser degudes a l'encalentiment diurn de la muntanya, o bé degudes als moviments gravitatoris induïts pel moviment del flux sobre el terreny.



Figura 10. Representació dels efectes de la propagació d'ones en una muntanya.

Per altre banda, la figura 11a, mostra com les ones generades a sotavent d'un turó poden donar lloc a una sèrie de petits niguls convectius avall del turó. Si a sotavent tenim un terreny pla i només hi ha l'existència del turó, es donen aquesta sèrie de niguls convectius consecutius. No obstant si el turó forma part d'una estructura amb un pendent positiu a sotavent forçant l'ascens continuat del flux, es produeix una banda de precipitació convectiva persistent en la direcció del flux, degut a les velocitats verticals induïdes.



Figura 11. Il·lustració de les bandes de precipitació generades per diferents estructures topogràfiques.

Efectes de bloqueig en les muntanyes

Quan l'aire a dalt d'una muntanya és estable i té una petita component de vent en la direcció perpendicular a la barrera (nombre de Froude baix), l'aire és bloquejat o arraconat, i per tant no pot moure's per sobre el terreny.



Figura 12. Representació dels efectes de bloqueig del flux en les muntanyes.

La figura 12a, és una il·lustració simple del fenomen de bloqueig. Quan un flux estable amb moviment lent tendeix a acumular-se al peu de la muntanya, la massa d'aire que hi ha a sobre és forçada a elevar-se per damunt d'aquest flux i de la barrera muntanyosa. Aquest tipus de bloqueig afecta tant als sistemes convectius com als sistemes frontals. Reeves i Lin (2007) mostraren com els sistemes convectius de meso- escala poden ser aturats a la vora d'una capa d'aire bloquejada a la vora d'una muntanya. Rotunno i Ferretti (2001) i Reeves et al. (2008) varen fer un estudi de com els diferents patrons d'humitat del flux en els fronts afecten al grau de desacceleració i possible retorn quan superen la barrera orogràfica. Reeves i Rotunno mostraren que si l'aire és saturat, el refredament per fusió de partícules precipitades pot incrementar l'estabilitat i desaccelerar el flux capa a la muntanya.

Sovint el bloqueig és parcial, com es mostra a la figura12b, amb un flux supercrític accelerant-se cap avall de la muntanya a la banda de sotavent, i amb un retorn a l'equilibri en forma de salt hidràulic que pot produir un nigul de precipitació.

Taponament i activació de la convecció intensa profunda



Figura 13. Representació dels fenòmens de convecció profunda.

Aquestes dues últimes figures presenten com ocorre la convecció severa prop de les grans serralades. La figura 13a, mostra com es produeix a sotavent una inversió i una capa seca que permet a la inestabilitat potencial elevar-se per acumulació de calor sensible i latent per davall del sostre de la capa. Quan aquesta es romp, es poden donar una convecció molt intensa i grans cumulonimbus.

La figura 13b, representa la forma en que la inestabilitat que s'eleva en la capa límit pot trencar la capa d'inversió. Si hi ha una massa d'aire calent i humit en direcció a la barrera orogràfica, l'ascens pot ser suficient per arribar al nivell de convecció lliure. En altres casos la capa d'inversió es pot trencar per convergència d'un front, per una ratxa de vent o per una línia seca.

1.2. El model numèric de simulació meteorològica MM5

Mòduls del model

El model MM5 va ser dissenyat primerament per tal de fer prediccions de casos reals. La seva estructura consta de una sèrie de mòduls ordenats pels quals s'ha de passar per tal de realitzar una predicció numèrica. Els diferents mòduls i les seves funcions s'expliquen a continuació (per a informació més detallada del model es pot consultar el manual, que està disponible a REF[w2]).

TERRAIN: És on s'elegeixen les característiques del domini tals com la posició del centre, la distància entre nodes de càlcul (resolució) i el nombre de punts en les direccions latitudinal i longitudinal. Aquest mòdul el que fa és interpolar horitzontalment les dades d'elevació i les característiques superficials del terreny (procedents d'una base de dades regular) a les escales que volem per un domini en concret. S'hi poden configurar paràmetres d'anidament de varis dominis com també obtenir i utilitzar més informació del terreny com els camps de tipus de sòl o la fracció de vegetació.

REGRID: En aquest mòdul es llegeixen les bases de dades meteorològiques regulars en els nivells de pressió (submòdul *pregrid*) i s'interpolen al domini elegit del mòdul TERRAIN i als nivells de pressió que volem (submòdul *regridder*). Aquestes bases de dades són camps meteorològics com l'altura geopotencial, la temperatura, humitat relativa o el vent, com també camps de temperatura superficial del mar i cobertura de neu.

RAWINS: És un mòdul que millora els camps meteorològics reals, afegint observacions disperses en superfície o en altura, a partir de l'anàlisi objectiu.

INTERPF: Aquest mòdul llegeix els fitxers de sortida obtinguts de REGRID, RAWINS o INTERPB que incorporen els camps en diferents nivells de pressió i s'interpolen a nivells verticals " σ " (que segueixen l'orografia) i que són amb els que treballa el model d'equacions físiques.

MM5: Aquest mòdul és el que integra el sistema d'equacions de pronòstic, i és allà on es fa la simulació a partir dels camps construïts amb els mòduls anteriors, que s'agafen com a estat inicial i que contribueixen en els contorns dels temps posteriors. Inclou un ampli ventall de parametritzacions i opcions físiques que inclouen des de les més simples, generalment amb un cost computacional baix, a parametritzacions més complicades, que augmenten el temps d'execució però proporcionen resultats més precisos. Entre molts d'altres hi ha diferents tipus de models de parametritzacions de cúmuls, de microfísica de niguls, de capa límit i de radiació. S'hi defineix també el temps de simulació i el pas de temps entre iteracions, que ha d'anar lligat a l'elecció de la resolució espacial del model degut a la condició CFL que imposen els algorismes de resolució numèrica d'equacions amb característiques hiperbòliques. El comportament dels contorns del domini durant la simulació també es configura en aquest mòdul.

INTERPB: Aquest mòdul utilitza la sortida del programa MM5 per generar fitxers que puguin ser llegits per aplicacions de processat de dades com el vis5d. Per tant el que fa és llegir la sortida del model MM5 que ve donada en nivells verticals " σ " i els interpola a nivells de pressió.

Configuració de l'espai de coordenades

Les equacions del model MM5, estan escrites en termes de les coordenades verticals d'adaptació orogràfica " σ ". Prèviament a l'execució d'una simulació, es fa una interpolació de les dades escrites en termes de la coordenada vertical de pressió. Les dues coordenades verticals es relacionen mitjançant la següent expressió:

$$\sigma = \frac{p - p_t}{p_s - p_t}$$

On p és la pressió del nivell en qüestió, p_t és la constant definida com a la pressió que tenim al nivell més alt i p_s és la pressió superficial. La figura 14, mostra com aquesta coordenada té una adaptació a l'orografia:



Figura 14. Representació de l'estructura vertical del model MM5. Les línies contínues representen els nivells verticals totals i les discontínues representen els nivells verticals mitjos.

Pel que fa a l'estructura horitzontal, el model està construït amb una configuració de malla del tipus Arakawa-Lamb B de les variables de velocitat respecte a les variables escalars. Es pot veure a la figura 15, com els punts que representen magnituds escalars (T,q, etc.) estan definits al centre del quadrat de malla(creus). En els punts, en canvi, es situen les components de la velocitat (u,v). Totes aquestes variables estan definides a la vegada als nivells verticals als nivells mitjos, excepte la variable de velocitat vertical, que està definida en els nivells verticals totals del model.



Figura 15. Exemple de malla horitzontal del model MM5, on en els punts tenim unes variables i en les creus unes altres.

Projeccions del model

El fet de representar un domini que forma part d'una superfície quasi esfèrica com la terra en un domini rectangular fa necessària la utilització d'alguna projecció. El model presenta vàries projeccions adequades a diferents situacions. La projecció estereogràfica polar és, per exemple, ideal a latituds grans. Per a latituds petites s'empra la projecció de *Mercator* i, per latituds mitges la projecció de Lambert és la més adequada.

El factor d'escala del mapa, *m* es defineix com :

$$m = \frac{distancia\ entre\ punts\ de\ malla}{distancia\ real\ a\ la\ terra}$$

El seu valor canvia amb la latitud. Les projeccions en el model conserven la forma de les àrees petites, però la longitud entre punts de malla varia al llarg del domini per tal de permetre la representació de la superfície esfèrica damunt del pla. El factor d'escala del mapa per tant és necessari en el model d'equacions allà on hi intervinguin gradients horitzontals.

Equacions de pronòstic del model

Una vegada vista la configuració del model, descriurem les equacions bàsiques no hidrostàtiques amb que treballa aquest.

Equació de conservació de massa

$$\frac{\partial p'}{\partial t} - \rho_0 g \omega + \gamma \cdot p \nabla \cdot \vec{V} = -\vec{V} \cdot \nabla p' + \frac{\gamma \cdot p}{T} \left(\frac{\dot{Q}}{c_p} + \frac{T_0}{\theta_0} D_\theta \right)$$

On p' és la pertorbació no-hidrostàtica de pressió, p és la pressió hidrostàtica, ρ_0 és la densitat de l'aire, g la constant de gravetat, ω la velocitat vertical, γ el coeficient de dilatació adiabàtica, \vec{V} és el vector de velocitat, \dot{Q} és l'intercanvi de calor amb l'ambient, T₀ és la temperatura del terme de flotabilitat, θ_0 és la temperatura potencial de referència i D₀ és la pèrdua de calor per fricció i turbulència. El que podem veure d'aquesta equació és que la variació temporal de la pressió depèn dels moviments d'ascendència i subsidència del fluid, que són generats a partir de la convergència i divergència del flux, l'advecció de pressió i les variacions degudes als intercanvis de calor.

Equacions de conservació de moment

a) Component "x":

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{m}{\rho} \left(\frac{\partial p'}{\partial x} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right) = -\vec{V} \cdot \nabla u + v \left(f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x} \right) - ew \cos \alpha - \frac{uw}{r_T} + D_u$$

b) Component "y" :

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{m}{\rho} \left(\frac{\partial p'}{\partial y} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right) = -\vec{V} \cdot \nabla v + u \left(f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x} \right) + ew \sin \alpha - \frac{uw}{r_T} + D_v$$

c) Component "z" :

$$\frac{\partial w}{\partial t} - \frac{\rho_0}{\rho} \frac{g}{p^*} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} + \frac{g}{\gamma} \frac{p'}{p} = -\vec{V} \cdot \nabla w + g \frac{p_0}{p} \frac{T'}{T_0} - \frac{gR_d}{c_p} \frac{p'}{p} + e(u\cos\alpha - v\sin\alpha) + \frac{u^2 + v^2}{r_T} + D_w$$

On *m* és el factor d'escala del domini, p^* és la diferència entre la pressió superficial i la pressió al últim nivell, *f* i *e* són paràmetres de Coriolis, $\alpha = \phi \cdot \phi_c$, és la diferència entre la longitud central i la longitud. Els termes de curvatura venen donats per les derivades del factor d'escala i r_T és el radi de la terra. Els termes D_i (on i és la component en qüestió) representen les pèrdues d'energia degudes a la fricció i a la turbulència en la direcció "i". El que indiquen aquestes equacions és que el moviment és degut a variacions espacials del camp de pressió, a l'advecció de velocitat, la curvatura de la terra, la fricció i els efectes de Coriolis. En l'eix vertical la pertorbació dels camps de temperatura i pressió també hi juguen un paper important.

Equació de conservació d'energia

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla T + \frac{1}{\rho c_p} \left(\frac{\partial p'}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla p' - \rho_0 g w \right) + \frac{\dot{Q}}{c_p} + \frac{T_0}{\theta_0} D_{\theta}$$

Aquesta equació indica que les variacions temporals de temperatura van lligades a l'advecció de temperatura, a les variacions en la densitat, als intercanvis de calor i a les pèrdues d'energia per fricció i turbulència.

Interacció de les parametritzacions

El model MM5 treballa amb certes parametritzacions que poden ser escollides en la configuració del model i que interaccionen entre elles. És una forma d'aconseguir processos més realistes i que permet una selecció d'un model en funció de les necessitats que sen tinguin, establint un criteri previ entre la complexitat i riquesa de fenòmens que tindrà i el cost computacional del mateix, que podrà ser major o menor en funció de la potència de càlcul i del temps del que es disposi. En aquest apartat no es pretén mostrar l'ampli ventall de possibilitats que ofereix el model (recordem que es pot consultar en el mateix manual del mateix disponible a la REF[w2]) però sí la forma en com interaccionen les parametritzacions existents. Un diagrama pot ser útil per representar aquestes interaccions (figura 16):



Figura 16. Esquematització de la dependència entre les parametritzacions del model.

El que ve a indicar el diagrama de la figura 16, és com afecta una parametrització a una altre. Així per exemple la parametrització de la superficie representa l'emissió de fluxos superficials de calor que interaccionen amb la parametrització de la capa límit condicionant el seu comportament. Alhora, el vent a la parametrització de la capa límit influeix en la parametrització de la superfície, per exemple, accelerant-ne el refredament si el vent és intens, degut a la transmissió de calor per convecció entre l'atmosfera i la superfície.

1.3. Balanç físic dels camps atmosfèrics ideals

En el context de les simulacions idealitzades en meteorologia, no és correcte aplicar un conjunt arbitrari de valors als camps inicials, amb la pretensió d'estudiar patrons que es donen en casos reals. Els camps inicials imposats han de complir uns balanços físics, per tal de no donar lloc a ajustos violents espuris a conseqüència d'haver generat condicions inicials irreals. S'han de respectar les equacions bàsiques de la dinàmica i termodinàmica atmosfèriques amb camps inicials que puguin haver estat generats perfectament per les equacions de pronòstic que governen en sistema.

Pel que fa a la dinàmica atmosfèrica, un camp ideal adequat per al vent és el vent geostròfic. Aquest es pot deduir de les equacions dinàmiques de l'atmosfera, que s'obtenen de l'aplicació de la 2^a llei de Newton a una massa unitària d'aire en un sistema de coordenades cartesià:

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = -\frac{1}{\rho}\vec{\nabla}p + \vec{g} * -2\vec{\Omega} \times \vec{v} + \vec{F}_f \qquad (1.1)$$

Per a fenòmens a escala sinòptica podem fer les aproximacions següents:

- Despreciar algunes contribucions de la força de Coriolis
- Eliminar termes relacionats amb la curvatura terrestre
- Llevar la força centrífuga i la força de fricció

Definint el geopotencial com l'energia potencial gravitatòria d'una massa d'aire unitària, on "z" és l'altura geopotencial i "g" la gravetat :

$$\Phi = g \cdot z \tag{1.2}$$

Podem escriure l'equació dinàmica en termes de les coordenades (x,y,p) i separem la part de dinàmica horitzontal i la part de dinàmica vertical on considerem l'atmosfera com un gas ideal obtenim el següent:

$$\frac{d\vec{v}_h}{dt} = -\vec{\nabla}_p \Phi - 2f \cdot \hat{k} \times \vec{v}_h \tag{1.3}$$

$$\frac{d\Phi}{dp} = -\frac{RT}{p} \tag{1.4}$$

Per a l'escala sinòptica i a latituds mitges l'acceleració inercial és petita en comparació amb la força de Coriolis. Tenint això en compte, podem re-escriure (1.3) com:

$$\vec{v}_h = \frac{1}{f} \hat{k} \times \vec{\nabla}_p \Phi$$
17

Aquesta és l'equació del vent geostròfic, la qual relaciona el perfil de geopotencial a un nivell de pressió constant amb el perfil de vent geostròfic consistent. Bàsicament aquesta equació imposa que el vent geostròfic viatja seguint les isolínies de geopotencial deixant els valors baixos a l'esquerra segons el seu sentit de moviment (a l'hemisferi Nord). Com es pot observar, invertint l'equació podem resoldre aquest perfil d'altura geopotencial a partir d'un flux de vent donat.

Per trobar valors consistents als diferents nivells verticals, haurem d'emprar l'equació hidrostàtica (1.4), que escrita en funció de la variable vertical "z" es pot expressar com:

$$\frac{dz}{dp} = -\frac{RT}{g \cdot p} \tag{1.6}$$

Aïllant la variable vertical i integrant entre dos nivells isobàrics z1 i z2 obtenim:

$$z_{2} - z_{1} = -\frac{R_{d}\overline{T}}{g} \ln \frac{P_{d1}}{P_{d2}}$$
(1.7)

Que és l'equació hipsomètrica, on z_2 - z_1 és l'espessor entre els dos nivells isobàrics i \overline{T} és la temperatura mitja (respecte de $\ln P_d$) de l'estrat.

Pel que respecte a la termodinàmica, considerant la definició del calor latent, aplicant-ho al cas de la condensació de l'aigua a l'atmosfera terrestre (tenint en compte el rang de temperatures que s'hi donen), podem integrar linealment obtenint:

$$L_{v} = L_{vo} + (C_{pv} - C_{pl})(T - T_{o})$$
(1.8)

On L_{vo} és el calor latent de vaporització a la temperatura To i C_{pv} , C_{pl} els calors específics a pressió constant de l'aigua en fase de vapor i de l'aigua en fase líquida respectivament.

A partir de les dues primeres lleis de la termodinàmica podem arribar a l'equació de Clausius-Clapeyron (1.9) considerant les condicions d'equilibri químic, mecànic i termodinàmic per al cas de la transformació d'aigua líquida a vapor. Despreciant el volum de l'aigua líquida enfront del vapor i amb la consideració de gas ideal:

$$\frac{d\rho^*}{dT} = \frac{L_{\nu}\rho^*}{R_{\nu}T^2} \tag{1.9}$$

On ρ^* és la pressió de vapor saturant i R_v, la constant dels gasos per al vapor d'aigua. Substituint (1.8) en (1.9) i integrant entre les coordenades del punt de saturació ($\rho_0^*=6.021$ mb T₀=0°C) i un punt arbitrari (ρ^*,T) podem obtenir una expressió que relaciona la pressió de vapor saturant amb la temperatura amb una dependència exponencial.

No obstant, en els càlculs que farem, s'utilitzarà l'aproximació de Bolton (1980), de caire més empíric, simple i pràctic, que funciona prou bé en el rang de Temperatures (amb una precisió del 0.3% entre $-35^{\circ}C < T < 35^{\circ}C$) en que es donaran els experiments:

$$\rho^* = 6.112 \exp\left(\frac{17.67 \cdot T}{T + 243.5}\right) \tag{1.10}$$

On la temperatura s'expressa en graus centígrads (°C) i la pressió de vapor saturant en mb. A partir d'aquesta expressió, és bo de fer trobar la relació amb la humitat relativa a partir de la definició:

$$H = \frac{\rho^*(T_d)}{\rho^*(T)} \tag{1.11}$$

On T_d és la temperatura del punt de rosada. Un paràmetre que representa millor la quantitat de vapor d'aigua en una massa d'aire és la proporció de mescla, que es pot trobar també fent ús de l'equació de Bolton (1.10) :

$$r = \in \frac{\rho^*(T_d)}{p - \rho^*(T_d)} \tag{1.12}$$

2. METODOLOGIA

El procediment que es seguirà en aquest treball va íntimament lligat i és majoritàriament automatitzat pel model numèric MM5. Es seguiran els passos generals explicats a l'apartat d'estructura del model MM5 del capítol anterior, però sense utilitzar el mòdul RAWINS, ja que es tracta de simulacions de camps idealitzats on no hi incorporem observacions, i elaborarem un procés de modificació de camps meteorològics a partir de la sortida del mòdul REGRID.

Es a dir, en el primer pas definirem els dominis sobre el que farem les simulacions amb el mòdul TERRAIN. Tot seguit passem a interpolar les bases de dades meteorològiques sobre el domini elegit en una data en concret (en el nostre cas serà un 10 d' Octubre de 1994) a partir del mòdul REGRID i el modificarem a partir de les funcions que es poden definir en el software de visualització i tractament de dades vis5d, passant prèviament l'arxiu al format .v5d, que permet llegir, tractar i visualitzar aquestes dades. Una vegada generat l'arxiu de camps meteorològics ideals sobre els dominis que ens interessen, passarem a interpolar les dades en nivells de pressió a nivells verticals " σ " amb el mòdul INTERPF, que són els nivells sobre els que itera el model. Seguidament, dins el mòdul MM5 definirem la física amb unes parametritzacions del model adequades al que volem fer i llençarem cada simulació amb 6 processadors. Podem llençar fins a 3 simulacions simultànies (p.e. una per cada domini) que triguen unes 2h (per el nostre cas) com a molt a completar-se les tres amb un total de 18 processadors en funcionament. Quan s'hagin completat les simulacions, perquè es pugui tractar amb el software de vis5d, s'interpolen els nivells " σ " a nivells de pressió a partir del mòdul INTERPB. L'output que surt d'aquesta conversió es pot passar a format .v5d, i a partir d'aquí es poden visualitzar les dades de forma gràfica i es poden obtenir dades dels camps que la simulació genera a partir de funcions amb llenguatge fortran (la figura 17 resumeix tot aquest procés). El que farem apart de mostrar els resultats de la precipitació acumulada al cap de 30h de simulació, serà cercar màxims de precipitació a terra com a tot el domini, amb la seva localització i cercarem la precipitació mitjana acumulada total, la que cau sobre terra, i la que cau sobre un subdomini situat a la part central on hi tenim estructures orogràfiques rellevants.



Figura 17. Esquema del funcionament del model numèric MM5

2.1. Definició del terreny

Els dominis que estudiem estan centrats prop dels punts més alts de les zones d'interès. En el cas de Catalunya, la zona principal d'estudi és la cadena prelitoral, on hi ha el conegut Montseny. Per la Comunitat Valenciana tenim la Serra d'Aitana que serà l'objecte d'estudi, mentre que per les Illes Balears, centrarem el domini a la Serra de Tramuntana, prop del Puig Major. Els dominis de simulació tenen en comú que abarquen una extensió de 90000km² en una regió quadrada de 300km de costat amb una resolució de 2.5km, el que esdevé un domini de 121 x 121 punts. A continuació s'exposen les coordenades geogràfiques del centre que definim per cada domini i la representació de l'orografia i tipus de sòl (figura 18).





Figura 18. Mapes d'orografia (adalt) i tipus de superfície (abaix) dels models elaborats per cada domini.

Les Balears presenten una orografia no massa elevada, però amb certa irregularitat. Per altre banda, la zona orogràfica més destacada la presenta la zona Pirinenca de Catalunya, que així com València presenta altres estructures orogràfiques destacades, mostrant gran complexitat del terreny. Pel que fa a la varietat del tipus de sòl, el model assimila les Illes Balears de forma força simple, la zona més heterogènia és la de Catalunya, i la Comunitat Valenciana podem dir que té un terme mig de complexitat en quant al tipus de terreny que té.

2.2. Definició de les condicions inicials

El nucli del treball és el de generar i aplicar camps idealitzats que han de ser consistents uns amb els altres i que seran les condicions inicials que aplicarem en cadascun dels dominis, i el que també definiran les condicions de contorn durant tota la simulació. El bloc d'experiments tindrà dos blocs principals: els experiments bàsics sobre els que s'escombraran uns paràmetres bàsics que donin resultats rellevants i els experiments addicionals, on s'aprofitaran els casos interessants trobats per ampliar l'estudi i variar altres paràmetres.

Primer de tot començarem cercant un sondeig de referencia que no canviarà en els experiments bàsics, i que serà la base sobre la qual farem canvis en els experiments addicionals. D'aquest sondeig, interpolant als 19 nivells isobàrics que tenim al model, n'extraurem la temperatura directament i la humitat relativa mitjançant l'equació de Bolton (1.10) utilitzant els valors de temperatura i temperatura del punt de rosada del sondeig. A més es definiran uns fluxos de vent geostròfic gaussians a nivell horitzontal (que seran idèntics a tots els nivells verticals) a partir de les components del vector de velocitat, de les que se'n anirà variant la direcció i la intensitat al llarg dels experiments. Finalment, el camp d'altura geopotencial "z" haurà de tenir un perfil consistent amb el flux de vent, criteri que imposa l'equació del vent geostròfic (1.5). Apart d'aquesta consideració, la integració de l'equació del vent geostròfic necessita d'una constant d'integració que s'ha de definir a cada nivell de pressió, i per tant haurà de respondre als valors extrets directament de l'equació hipsomètrica (1.7), amb la consideració que en el nivell de pressió del model més proper a la superfície (1000hPa) tenim 0m d'altura geopotencial.

En els experiments bàsics s'anirà modificant la direcció del LLJ, escombrant el règim de fluxos marítims corresponents a cada domini. Això, en totes les direccions que formen la rosa dels vents pel cas de les Illes Balears (Nord, Nord-Est, Est, Sud-Est, Sud, Sud-Oest, Oest i Nord-Oest), i les direccions dels vents que arriben des del mar per Catalunya i la Comunitat Valenciana (Nord, Nord-Est, Est, Sud-Est i Sud). A més, per cada una d'aquestes direccions i dominis, s'estudiaran 6 velocitats diferents que tenen una base comuna de 5m/s de vent uniforme i superposada a ella, gaussianes de vent de pics variables que van des de 0m/s fins a 25m/s de 5 en 5m/s (simulant el LLJ).

A partir dels resultats obtinguts pels experiments bàsics, farem una elecció de casos òptims o d'interès, on per cada domini s'elegirà una direcció i intensitat del flux aplicat i es faran uns experiments addicionals on es mantindran aquesta direcció i intensitat del flux i es modificaran tant paràmetres termodinàmics del sondeig com altres paràmetres dinàmics del LLJ. Aquests experiments addicionals són:

• Experiments de reducció de la quantitat de vapor d'aigua

- Perfil d'humitat constant a nivell horitzontal. Reducció de la proporció de mescla (r) de vapor d'aigua un 50%, 60%, 70%, 80% i 90% respecte de la del sondeig de control.
- Perfil d'humitat amb una forma gaussiana a nivell horitzontal. Valor del sondeig de control en l'eix del LLJ i decreixement d'acord amb una tendència gaussiana fins al 50%, 60%, 70%, 80%, 90% de proporció de mescla (respecte al valor en l'eix) als contorns.

Experiments de variació de temperatura a nivells baixos

 Variació de la temperatura superficial ΔT=±1°C,±2°C,±5°C, que anirà en decreixement lineal fins al valor que té a 500hPa en el sondeig de control. Valors originals del sondeig de control per nivells iguals o més alts que 500hPa. El fet de modificar la temperatura superficial, implicarà una modificació de l'altura geopotencial del sondeig per tal de que els camps inicials compleixin l'equació hipsomètrica (1.7).

Experiments de pertorbació de paràmetres dinàmics del LLJ

- ° Canvi de l'amplada del LLJ a partir del paràmetre " σ " de la gaussiana. σ =100km, 150km
- $\circ~$ Desplaçament del eix del LLJ una distància "c" respecte del centre. c= ± 50 km

Presentació i discussió del sondeig de control

Partirem d'un sondeig d'una simulació històrica amb camps reals del cas del 10-11 de Novembre de 2001 en un punt situat prop de Maó (Menorca, disponible a <u>http://mm5forecasts.uib.es/superstorm</u>), amb la temperatura (T) i la temperatura del punt de rosada (T_d) a 10 nivells isobàrics (figura 19):



Figura 19. Sondeig Control, valors de temperatura i temperatura del punt de rosada del sondeig original en una taula (esquerra) i representats gràficament (dreta).

Aquest sondeig es pot definir a més nivells isobàrics a partir d'una interpolació logarítmica, obtenint dades als 19 nivells verticals que definim al model numèric. Aplicant (1.10) per al càlcul de la humitat relativa i (1.7) per a l'altura geopotencial podem obtenir un perfil vertical d'aquestes variables (veure figura 20):



Figura 20. Valors de les variables originals interpolades i del camp d'humitat relativa derivat i d'altura geopotencial associada amb unitats que permeten la visualització conjunta.

Donant aquests valors a cadascun dels nivells verticals tendrem definits els camps inicials aplicats de temperatura i humitat relativa a tot l'espai i els valors centrals a cada nivell de l'altura geopotencial. D'aquest sondeig veim que és molt humit, en especial a nivells baixos, on l'aire està saturat. S'ha de tenir en compte que els valors de temperatura i de humitat són els mateixos per a tots els punts de malla, amb la qual cosa els gradients horitzontals d'aquestes magnituds són nuls al començament de la simulació. A més hem eliminat els fluxos des de la superfície, per la qual cosa no hi ha aportació d'humitat ni de calor des del sòl (però sí dels contorns on les condicions són les mateixes que les inicials durant tota la simulació).



Figura 21. Diagrama Skew-T del sondeig de control utilitzat per fer els experiments bàsics, amb els paràmetres extrets del sondeig (esquerra), extreta de la pàgina web interactiva del COMET (REF[w5]). Gràfica de la freqüència de Brunt-Väisälä representativa de l'estabilitat estàtica (blau) del sondeig i representació de la derivada de la temperatura potencial equivalent, representativa de l'estabilitat potencial convectiva del sondeig (verd) a la dreta.

Un fet notable és que tenim CAPE, és a dir energia disponible per elevar la massa d'aire superficial per flotabilitat (fixem-nos en el nivell d'equilibri (EL) a uns 300hPa i el nivell de convecció lliure a 946hPa, el que ja indica un recorregut d'ascens vertical natural molt extens per a masses d'aire superficials que assoleixin aquest nivell), per altre banda al no tenir energia d'inhibició (CIN), els nivells de convecció per elevació i de convecció lliure estan molt a la vora i es tracta, doncs, d'un ascens pràcticament lliure. L'observació dels índexs de tempesta indica que aquesta situació inicial afavoreix els esdeveniments de tempesta severa, així per exemple el *K-Index*, major que 35 n'és un indicatiu. Pel que fa a l'estabilitat, l'estudi de la variació de la temperatura potencial amb l'alçada mostra estabilitat estàtica en totes les capes, no obstant el perfil de temperatura potencial equivalent evidencia la presència de inestabilitat potencial convectiva entre les capes de 1000hPa i 800hPa i entre 700hPa i 500hPa (veure figura 21). Per tant, amb el simple mecanisme elevador orogràfic en tindrem prou per generar activitat convectiva i donar lloc a precipitacions.

Construcció de camps idealitzats

A continuació ens quedarà definir el procediment de càlcul dels perfils de vent gaussians en l'horitzontal que imposarem i el perfil de geopotencial associat consistent amb el de vent a partir de l'equació del vent geostròfic (1.5). De forma general, considerarem una gaussiana en un domini bidimensional de la següent manera:

$$u(x, y) = h \cdot \exp\left(\frac{-(y+c)^2}{2\sigma^2}\right) + b$$

$$v(x, y) = 0$$
 (2.1)

Això representa una gaussiana que té la mateixa forma al llarg d'una abscissa, centrada al punt (0,-c), amb "h" com a valor màxim del pic gaussià, " σ " és l'amplitud de la gaussiana, i "b" el camp base uniforme

superposat a la gaussiana. El que farem en els experiments bàsics, és elegir alguns d'aquests paràmetres com a constants: c = 0 m, b=5m/s i $\sigma=50km$. Per tant variarem el paràmetre "h" i la direcció del jet mijtançant un canvi de coordenades. Aquest camp sobre els dominis del model representa un vent del "oest" (figura 22):



Figura 22. Perfil per als casos bàsics amb h=25m/s i vent del oest. Les altres direccions es poden obtenir mitjançant un canvi de coordenades

La intensitat màxima de vent vindrà donada per :

$$u_{\rm max} = b + h$$

Aquest paràmetre, junt amb la direcció, serà el que ens permetrà anar classificant els diferents experiments. La direcció del vent la podrem canviar un angle " θ " respecte al vent del "oest" mitjançant un canvi de coordenades (x, y) \rightarrow (x_T, y_T) :

$$x_T = x \cdot \cos \theta + y \cdot \sin \theta$$
$$y_T = -x \cdot \sin \theta + y \cdot \cos \theta$$

La velocitat quedarà transformada de la següent forma:

$$u_n(x_n, y_n) = u(x_n, y_n) \cdot \cos \theta + v(x_n, y_n) \cdot \sin \theta$$
$$v_n(x_n, y_n) = -u(x_n, y_n) \cdot \sin \theta + v(x_n, y_n) \cdot \cos \theta$$

Resultant-ne d'això la següent expressió (a partir de l'equació 2.1):

$$u_n(x_n, y_n) = \left(h \cdot \exp\left(\frac{-(-x \cdot \sin\theta + y \cdot \cos\theta + c)^2}{2\sigma^2}\right) + b\right) \cdot \cos\theta$$
$$v_n(x_n, y_n) = -\left(h \cdot \exp\left(\frac{-(-x \cdot \sin\theta + y \cdot \cos\theta + c)^2}{2\sigma^2}\right) + b\right) \cdot \sin\theta$$

Aquestes, per tant, seran les noves components d'un vent gaussià desviat un angle " θ " respecte al vent del Oest. Els angles que escombrarem serán els següents:

0	$\theta = 0^{o}$	vent del Oest
0	$\theta = 45^{\circ}$	vent del Sud-Oest
0	$\theta = 90^{\circ}$	vent del Sud
0	θ=135°	vent del Sud-Est
0	$\theta = 180^{\circ}$	vent del Est
0	θ=225°	vent del Nord-Est
0	$\theta = 270^{\circ}$	vent del Nord
0	θ=315°	vent del Nord-Oest

Per cadascuna d'aquestes direccions, farem 6 assaigs amb un paràmetre "h" diferent. Aquests valors són : h = 0, 5, 10, 15, 20, 25. A l'hora de presentar els experiments, ho farem per una direcció i anomenant la velocitat en funció del màxim de vent com a superposició del vent base i el pic gaussià. Per exemple l'experiment de màxima velocitat s'expressa com a 5+25, indicant una base de 5m/s amb un pic gaussià que té 25m/s i que superposats fan 30m/s de màxim de vent (figura 23).



Figura 23. Representació dels camps inicials de vent total aplicats pel cas 5+25 a Balears pel vent del Nord-Oest (esquerra) i pel cas 5+25 a Catalunya pel vent del sud (centre) en m/s. A la dreta tenim el camp d'altura geopotencial (en unitats de m) al domini de València amb les línies de flux per un Nord-Est 5+15.

Finalment ens queda per veure el perfil d'altura geopotencial, que ha d'esser consistent amb el perfil de vent. A partir de l'equació del vent geostròfic (1.5) per a les components horitzontals:

$$\vec{v}_g = (u_g, v_g) = \frac{g}{f} \left(-\frac{dz}{dy}, \frac{dz}{dx} \right)$$

Donat un vent \vec{v} , volem sabre el perfil d'altura geopotencial corresponent per tal de que sigui un vent geostròfic, haurem d'invertir l'equació, el que implica integrar. Com que la component "v" del vent és nul·la, podem trobar l'altura geopotencial fent:

$$z = -\frac{f}{g} \int u_g dy$$

El resultat d'aquesta integral, per un vent tipus gaussià dóna una dependència amb la funció error. En general a partir del canvi de coordenades, l'expressió de l'altura geopotencial es pot escriure com:

$$z = \frac{f}{g} \left(b \cdot \left(-x \cdot \sin \theta + y \cdot \cos \theta \right) + \sigma \sqrt{\frac{\pi}{2}} h \cdot erf\left[\frac{c - x \cdot \sin \theta + y \cdot \cos \theta}{\sqrt{2}a} \right] \right) + k$$

On la constant "k" l'ajustarem de forma que l'altura geopotencial al centre del domini prengui el valor igual al del sondeig a cada nivell. La figura 24 representa la forma que té el camp de velocitat horitzontal geostòfica (el LLJ) i l'altura geopotencial associada en aquest, en el cas d'un vent del oest (observem que en aquest cas, "u" representa també la velocitat total, doncs no tenim component meridional).



Figura 24. Representació dels camps de vent zonal (esquerra) i la superposició d'aquest amb el camp d'altura geopotencial associada (dreta).

Finalment, per construir els experiments addicionals ho farem seguint les mateixes pautes descrites però amb les consideracions següents:

- En els experiments de pertorbació de la humitat constant a nivell horitzontal, reduïrem la proporció de mescla (r), una quantitat relativa a la del experiment de control a partir de les relacions (equacions 1.10, 1.11 i 1.12) entre aquesta i la humitat relativa (que és la magnitud amb que treballa el model d'equacions). Per tant nomès haurem de canviar els valors del sondeig d'humitat.
- En els experiments del perfil d'humitat gaussiana a cada nivell horitzontal introduïrem un perfil punt a punt de forma anàloga a la que s'ha seguit per construir els camps de velocitat, tinguent en compte que en l'eix del LLJ tindrem el valor del sondeig de control i que la humitat relativa anirà decreixent amb una tendència gaussiana d'acord amb la condició de que la proporció de mescla (r) tengui en els contorns el valor reduït relatiu respecte al que té en l'eix.
- En els experiments de variació de temperatura, haurem de modificar també el sondeig d'altura geopotencial per tal que els camps inicials compleixin amb l'equació hipsomètrica (1.7).
- Els experiments dinàmics restants (perturbació de l'amplada del LLJ i de la centralització) es realitzaràn a partir de la modificació dels paràmetres " σ " i "c" dels camps de velocitat (equació 2.1).

Una vegada tinguem aquests camps preparats, podrem seguir un procediment especial per a introduir-los al model MM5 a partir del procediment que s'explica al següent apartat.

2.3. Substitució de camps reals per camps idealitzats

Després de generar els fitxers que contenen informació del tipus de superfície i l'orografia del domini, i una vegada creats els camps idealitzats, es llegeixen els camps atmosfèrics de temperatura, altura geopotencial, vent en les seves components meridional i longitudinal, humitat relativa i els camps de cobertura de neu i temperatura superficial de l'aigua del cas real de 10 d'Octubre de 1994. Aquests fitxers s'interpolen en el nostre domini a intervals de dades de 6 hores, començant dia 10 d'Octubre a les 00h de i acabant dia 11 d'Octubre a les 06h, donant un total de 30 h de dades disponibles. A més, es defineixen el nombre de nivells verticals, que en el nostre cas aniran des de 1000hPa de 50hPa en 50hPa fins a 100hPa, el que fan un total de 19 nivells en la vertical.

L'estratègia per substituir els camps ideals a partir dels reals és la següent :

- Una vegada tenim la sortida del REGRID (REGRID_DOMAIN1) amb els camps reals corresponents es passa al format .v5d amb un programa convertidor.

- Tot seguit, s'obre el vis5d amb el fitxer creat i s'executen unes funcions *fortran* que assignen a cada variable dels camps inicials ideals de interès (temperatura atmosfèrica, altura geopotencial, humitat relativa i components "u" i "v" del vent) el valor que volem que prenguin. Quan s'han executat tots aquests programes n'executem un altre que fa de programa central i que haurà de llegir els valors de les variables del camp original (10 octubre de 1994) i les variables que s'han definit amb les funcions prèviament executades. Llavors el programa substitueix el valor de les variables creades de forma artificial dins els camps originals, tot creant un nou arxiu REGRID (REGRID_DOMAIN1_IDEAL) que té els camps creats artificialment amb les funcions. L'esquema següent il·lustra aquest procediment d'una forma resumida:



Observem que tenim un arxiu idèntic en format al de partida, que també es pot convertir a format .v5d per tal de visualitzar els camps generats.

2.4. Definició de la física del model

Una vegada tenim els camps inicials transformats i interpolats als nivells orogràfics amb que treballa el model MM5, procedim a especificar les característiques del model físic, amb les parametritzacions que en trobem oportunes, trobant un terme mitjà entre la complexitat del model i l'execució del mateix, de forma que la durada de les simulacions sigui tal que es pugui posar en pràctica.

En el mòdul MM5 hi ha dos arxius de configuració. El *configure.user*, allà on elegim les parametritzacions del model, i el *mm5.deck*, on podem triar algunes opcions que ofereix el model així com l'elecció del pas d'integració de les equacions.

Pel que fa al mòdul *configure.user*, n'hem definit l'esquema de parametrització de la humitat explícita *simple ice* (opció 4), que es basa en la predicció de núvols i pluja de forma explícita incorporant processos microfísics amb formació de gel però amb un tractament simple d'aquesta fase aquosa. L'elecció d'aquesta parametrització suposa un compromís entre el cost computacional i la precisió dels processos microfísics simulats. Com podem veure a la figura 25, per davall de 0°C tenim aigua en forma de vapor (Qv), que pot passar a estat de gel (Qi) o a estat de neu (Qs). Si esta per damunt de 0°C, el vapor d'aigua passa a forma líquida per condensació (Qc) i pot precipitar en forma de pluja (Qr).



Figura 25. Representació esquemàtica del comportament humit del model emprat als experiments (esquema *simple ice*) on es representen els diferents estats de l'aigua.

Un altre paràmetre que s'ha configurat és la no incorporació de parametrització de cúmuls (ICUPA = 1), donat que l'alta resolució del model permet que els cúmuls es desenvolupin amb la física explícita del model, i amb una parametrització de cúmuls addicional en part es sobreestimaria la quantitat de pluja acumulada, degut al solapament entre els processos resolts explícitament i els parametritzats.

Pel que fa a la parametrització de la capa límit (IBLTYP), tenim el model de *Blackadar* (opció 2), que és un esquema estàndard i serveix per alta resolució vertical.

La parametrització dels intercanvis radiatius (FRAD) es fa mitjançant un model que té en compte les interaccions de radiació d'ona curta i d'ona llarga amb els núvols i l'atmosfera (opció 2 "cloud"). Proporciona tendències de temperatura mitja i fluxos de radiació superficial i el seu cost computacional és alt (veure figura 26).



Figura 26. Il·lustració dels processos d'intercanvi radiatiu a l'atmosfera

Finalment una parametrització digna de menció és la parametrització de les capes del sòl (ISOIL). Per motius de compatibilitat amb altres parametritzacions i cercant sempre l'equilibri entre un model suficientment complex i assequible s'ha elegit la parametrització més estàndard, enumerada com a "1".

Una vegada editat el *configure.user*, passarem a editar el *mm5.deck*, on elegirem algunes opcions com el pas de temps en segons (que per garantir el compliment del criteri d'estabilitat CFL es recomana que sigui 3 vegades la distància entre punts de malla en km) i el posarem com a 9s (tot i que l'ideal seria que fos de 7.5s, per experiència es sap que es pot apurar una mica ja que, a més, el temps de càlcul és menor. A més d'això s'elegeixen múltiples opcions, una curiosa és el paràmetre OROSHAW, el qual controla l'efecte de les ombres de l'orografia i que en el nostre cas és un paràmetre que l'hem anul·lat. Els paràmetres més destacables però són IBOUDY, que controla el comportament dels contorns, i que en el nostre cas són condicions de contorn amb relaxació (opció 3), però també es poden posar fixes o amb alguna dependència temporal. Finalment destaquem l'eliminació dels fluxos en superfície configurant l'opció ISFFLX = 0. Això implica que la superfície no transmet ni matèria ni energia cap a l'atmosfera, per tal de controlar millor la interacció entre el flux humit prescrit i la orografia.

Finalment la simulació es llança a la cua de gestió de processos de càlcul del clúster al Grup de Meteorologia i s'espera a que acabi i generi un fitxer MMOUT_DOMAIN1, que conté els resultats de la simulació.

2.5. Processat i visualització de dades

Un cop la simulació està preparada per ser interpretada, es pot triar alguna de les eines de post-processat de dades. En el nostre cas, convertirem els camps a un format .v5d, que amb el software vis5d, en permet la seva visualització i la realització de nombrosos càlculs a partir dels resultats de la simulació, a partir de funcions que es declaren de forma externa amb *fortran*, cosa que obre un ampli ventall de possibilitats a l'hora de fer un tractament de dades.

Separarem el processat en dos blocs diferenciats:

La visualització de mapes de resultats (en concret tractarem bàsicament la pluja acumulada en 30h de simulació i els camps ideals aplicats) a partir del software *IDV* (per motius pràctics i tècnics) que permet la visualització de fitxers .v5d entre molts d'altres.

- La quantificació d'aquests resultats a partir de *vis5d* amb el que es crearan funcions que calculin la pluja mitja acumulada (quocient de la pluja acumulada a cada punt del subdomini entre el nombre de punts del subdomini) a certes regions d'interès (subdominis) en les quals com a mínim eliminarem 20km (8 punts) de contorns. Els resultats que cercarem seran els següents (veure figura 27):
 - Pluja total mitja (P_T) en un domini de 112x112 punts i màxim dins d'aquest domini.
 - Pluja mitja sobre terra (P₁) eliminant fronteres i màxim als punts de terra:
 - ILLES BALEARS : Pluja precipitada mitja a l'illa de Mallorca
 - CATALUNYA : Pluja precipitada mitja a la terra de Catalunya.
 - COMUNITAT VALENCIANA : Pluja mitja precipitada a la terra de la Comunitat Valenciana
 - \circ Pluja orogràfica mitja en el domini oblic (P₀) situat a la regió central del domini, objecte d'estudi (veure rectangles oblics en blau de la figura 27).
 - \circ Pluja mitja en un domini de 25km² (P_C) situat al centre del domini.

A partir d'aquests resultats es faran representacions que permetin comprendre les dependències dels paràmetres dels camps ideals aplicats amb les precipitacions observades.



Figura 27. Sub-regions aproximades on es fan les mitjanes de pluja acumulada. La precipitació total P_T es calcula dins el domini en taronja, la precipitació sobre terra es calcula a partir de la part en verd dins el requadre taronja (excepte a les Illes Balears que nomes recull l'illa de Mallorca). La precipitació orogràfica (P_0) abarca aproximadament l'àrea tancada dins el requadre oblic blau i la precipitació central són una mitja dels 9 punts més centrals (aproximadament l'àrea vermella).

3. RESULTATS

En aquest capítol es mostraran taules de resultats i gràfiques estadístiques dels experiments bàsics. A continuació es presentaran i discutiran alguns mapes de precipitació acumulada al final de la simulació, junt amb les estructures orogràfiques i les línies de flux superficial (resultats complets a l'annex A). Finalment es farà amb els experiments addicionals, el mateix que s'ha fet amb els experiments bàsics.

3.1. Experiments bàsics

3.1.1. Resultats estadístics dels experiments bàsics.

Illes Balears

Un fet particularment interessant del domini balear, diferent respecte al que succeeix en els altres dos dominis estudiats és que els valors de pluja acumulada a tot el domini són significativament majors pel cas del vent uniforme (un vent suau de 5m/s), que per altres fluxos de major velocitat els quals advecten més humitat (veure els resultats de la Taula1 i de la figura 28).

	Direcció	Màxim absolut	Màxim a Terra	P _T	PI	Po	P _C
_	Ν	234.5 (111,87)	50.9 (60,67)	13.5	11.6	22.8	31.4
0+	NE	198.7 (99,83)	181.9 (58,63)	19.1	58.4	56.7	56.7
u)	Ε	247.6 (78,54)	165.3 (73, 54)	19.8	35.0	42.8	37.5
at	SE	133.2 (101,34)	26.6 (62,61)	16.0	4.5	10.2	16.9
cit	S	223.4 (9,47)	105.1 (73,70)	14.3	42.2	31.0	33.7
elo'	SO	112.4 (84,93)	103.1 (55,64)	19.8	26.9	46.6	51.1
\triangleright	0	185.5 (34,98)	51.1 (65,60)	18.2	18.6	26.1	28.6
	NO	140.8 (23,85)	15.55 (70,65)	15.5	11.4	5.6	9.3
	Ν	133.75 (61,60)	*	6.51	8.95	38.6	89.9
1+5	NE	94.0 (27,89)	63.3 (68,82)	10.6	9.4	11.0	17.1
47	Ε	90.2(9,67)	20.5 (62,60)	5.6	2.9	9.5	13.0
	SE	58.5 (28,32)	32.2 (61,61)	6.1	1.3	5.5	15.8
at	S	133.8 (63,9)	42.3 (63,60)	6.2	4.1	12.0	16.8
cit	SO	204.3 (69,54)	135.8 (68,55)	10.0	9.3	44.3	89.0
elo	0	196.1 (78,73)	185.1 (77,73)	15.0	33.5	10.5	22.1
\mathbf{r}	NO	115.8 (60,61)	*	7.5	16.1	29.3	47.0
2	Ν	212.1 (60,61)	*	4.6	12.7	64.9	108.5
+1.	NE	145.76 (49,68)	*	10.6	10.0	26.3	71.9
ŝ	Ε	70.14 (61,60)	*	3.8	5.7	25.7	44.6
	SE	188.3 (61,60)	*	4.1	4.3	29.5	111.4
at	S	296.8(61,16)	61.5 (60,61)	5.4	5.9	19.2	39.0
cit	SO	173.4 (93,32)	129.1(58,61)	7.9	11.9	64.3	96.3
elo'	0	335.1(112,62)	165.9 (61,60)	6.8	17.6	48.8	81.6
\mathbf{i}	NO	253.9(60,62)	*	5.4	23.2	53.9	90.7
5	Ν	195.6(61,61)	*	4.1	15.6	53.9	75.3
+1	NE	116.6(61,61)	*	3.2	5.7	25.8	52.8
Ś	Ε	74.1 (57,64)	*	3.0	6.7	32.1	53.0
	SE	77.9 (60,60)	*	2.6	3.1	15.4	53.8
at	S	139.8(61,60)	*	4.0	12.2	43.0	102.4
cit	SO	244.2(92,33)	177.5(59,64)	8.5	17.3	87.7	114.7
'elc	0	271.4(112,61)	204.3(61,61)	6.0	24.2	72.0	90.9
\mathbf{P}	NO	255.4(60,62)	*	5.3	25.5	60.0	69.5
	Ν	214.3(60,62)	*	4.5	21.5	60.2	60.5
	NE	179.2(60,61)	*	2.8	10.2	45.7	79.4
at	Е	103.8(56,64)	*	3.1	9.9	41.2	64.1
0 0	SE	98.1(60,60)	*	2.4	5.1	21.4	67.3
'elc +21	S	162.0(60,60)	*	4.3	13.2	51.4	121.5
s+ S+	SO	326.8(98,26)	243.1(59,64)	8.7	24.0	107.9	123.0

	0	242.4(112,60)	221.9(62,60)	6.5	32.4	75.3	71.3
	NO	277.82(61,62)	*	5.5	31.8	62.3	69.7
10	Ν	207.1(61,62)	*	4.6	23.8	55.6	46.7
+5	NE	193.5(60,61)	*	3.0	12.3	51.7	84.8
Ś	Ε	71.3(23,112)	44.5(60,60)	3.4	5.8	10.6	30.9
	SE	145.5(60,60)	*	3.9	5.6	29.5	100.3
at	S	148.3(60,60)	*	4.5	13.6	45.1	106.4
elocit	SO	483.5(104,19)	302.3(62,61)	8.9	29.0	115.5	123.9
	0	351.6(112,60)	230.5(62,61)	7.4	37.1	77.3	60.3
\triangleright	NO	234.8(61,61)	*	7.2	42.0	57.3	56.8

Taula 1. Cas de les Illes Balears. Taules de resultats de la precipitació mitja acumulada en 30h. En color i destacats es presenten els resultats més significatius. Notem que els resultats sempre són una mitjana sobre el nombre de punts del domini en que estan calculats. Els màxims van acompanyats del nombre de columna i fila respectivament d'allà on s'hi donen i l'asterisc (*) significa que la localització del màxim absolut i el màxim a terra coincideixen. Tinguem en compte que l'origen de coordenades es situa al vèrtex superior esquerra del domini (veure figura 27).

Les direccions que porten més precipitació total semblen esser les direccions del Nord-Est moderades i el Sud-Oest d'alta velocitat, en part degut al fet que són direccions al llarg de la Serra de Tramuntana, el que dóna a les masses d'aire superficials un gran recorregut per condensar el vapor d'aigua que contenen i agregar partícules que quan tenen una mida suficientment gran, precipiten.



Figura 28. Gràfiques de l'estadística de precipitació mitja total (esquerra), a l'illa de Mallorca (centre) i orogràfica (dreta) en funció de la direcció i les velocitats (diferents colors) dels fluxos incidents.

En canvi per les precipitacions a l'illa de Mallorca es veu que el vent d'alta intensitat que hi porta més precipitació és el Nord-Oest, doncs és un vent perpendicular a l'orientació de la Serra de Tramuntana, cosa que fa que el seu sotavent escombri gran part de l'illa de Mallorca i sigui per tant el vent més efectiu en quant a precipitacions orogràfiques sobre l'illa de Mallorca. En les gràfiques estadístiques (figura 28) es pot apreciar un comportament dels vents menys intensos (especialment el vent uniforme 5+0) totalment diferent al comportament dels LLJs de més alta velocitat, els quals entre ells, tenen un efecte molt semblant. L'exemple clar el representa un Nord-Est uniforme, que porta molta precipitació a l'illa de Mallorca, però que per velocitats majors no té efectes importants en quant a les precipitacions que porta. El vent òptim a la zona orogràfica, que en aquest cas és la Serra de Tramuntana, és el vent del Sud-Oest a màxima intensitat, tot i que si el vent és moderat, la tramuntana també té un important efecte. Notem que aquest fet va lligat amb el recorregut per sobre la serra del màxim de vent, l'eix del jet està alineat amb el de la Serra de Tramuntana (definint-ho com a la direcció de màxima extensió orogràfica), i això provoca precipitacions per tota la serra, i també al seu sotavent.

Pel que fa respecte als resultats dels màxims i la seva localització, solen coincidir per vents forts el màxim absolut amb el màxim sobre terra (figura 29), el que significa que un jet de alta velocitat sembla tenir més predisposició a donar un màxim de pluja sobre la zona de terra, i molt particularment a la zona orogràfica predominant, en el nostre cas, la Serra de Tramuntana.



Figura 29. Distribució de màxims absoluts (esquerra) i màxims a terra (dreta). El color del cercle indica la direcció del vent i la grandària del mateix, la velocitat màxima del flux associat.

Podem apreciar que la zona orogràfica central hi ha gran part dels màxims de precipitació, però també són particularment notables les zones a sotavent del jet per cada direcció. Un bon exemple d'això és el cas del vent del Sud-Oest, el màxim del qual cau més enfora com major és la velocitat del jet. Pel que fa respecta a la localització dels màxims sobre l'illa de Mallorca els llocs on afecta de forma més important un jet gaussià d'una determinada direcció i intensitat, sol ser a la pròpia Serra de Tramuntana, prop del centre del domini on tenim el punt més alt que és el Puig Major, tot i que els sotavents també són zones on cauen alguns màxims. Com a exemple tenim que el cas d'un jet del Est, d'una intensitat mitja provoca un màxim a la zona de Formentor, o bé que un Nord-Est també d'intensitat mitja provoca un màxim de precipitació per la zona d'Estellencs.

Catalunya

Un altre dels dominis que s'han estudiat és la zona de Catalunya, domini que inclou gran part dels Pirineus. Com ja s'ha esmentat anteriorment, només estudiarem els fluxos marítims, és a dir els vents de l'Est, Nord i Sud en el casos de Catalunya i la Comunitat Valenciana. Si comparem per exemple els valors destacats amb els obtinguts al cas de Mallorca, es pot veure que per les mateixes condicions atmosfèriques, les precipitacions generades són més intenses a la zona de Catalunya (taules 1 i 2).

	Direcció	Màxim absolut	Màxim a Terra	PT	PI	Po	P _C
	Ν	277.5 (12,25)	*	22.2	42.0	15.1	22.5
	NE	194.1(73,13)	*	22.6	31.2	27.2	46.6
0+	Ε	186.4(51,112)	147.2(75,29)	24.0	28.6	30.3	62.4
Ń	SE	180.7(61,58)	*	30.0	41.3	54.6	58.9
	S	183.2(13,14)	*	23.4	42.0	84.5	97.2
	Ν	270.5(12,25)	*	24.7	48.3	84.2	114.0
	NE	318.4(68,17)	*	25.0	48.5	17.6	11.3
S	Ε	267.5(51,32)	*	26.6	49.4	59.1	101.3
5+	SE	325.0(61,37)	*	28.9	54.7	46.8	55.8
	S	300.7(54,30)	*	23.3	46.1	43.5	118.6
(Ν	418.2(62,30)	*	27.5	47.2	92.2	126.5
+1(NE	291.5(63,16)	*	22.4	44.7	48.4	18.0
Ń	Ε	386.1(59,43)	*	28.0	54.0	86.4	209.0
	SE	454.7(61,58)	*	29.6	58.4	95.2	96.1
	S	359.8(46,23)	*	23.4	46.6	79.0	179.1
	Ν	477.9(62,30)	*	28.5	46.1	33.8	55.3
S	NE	482.4(58,25)	*	30.8	60.0	38.3	67.8
1+1	Ε	487.4(36,28)	*	27.8	53.4	88.3	224.1
3	SE	580.8(35,28)	*	31.3	60.8	107.2	123.0

	S	427.4(42,44)	*	26.8	53.4	110.4	197.0
	Ν	714.1(63,30)	*	30.4	49.0	47.7	108.2
	NE	552.6(58,25)	*	31.6	62.0	62.3	115.8
+2(Ε	544.7(64,27)	*	30.5	58.5	124.6	290.4
Ń	SE	550.5(35,28)	*	34.9	67.4	133.6	131.5
	S	507.0(27,18)	*	31.5	62.3	153.2	238.8
	Ν	754.9(63,30)	*	32.9	53.4	16.0	26.8
25	NE	611.8(58,24)	*	31.4	60.6	75.6	135.6
5	Ε	608.3(16,28)	*	32.8	62.7	143.2	271.7
	SE	624.1(35,29)	*	39.8	78.7	151.7	152.7
	S	518.8(26,18)	*	36.9	72.5	173.4	265.4

Taula 2. Taules de resultats de la precipitació mitja acumulada a les 30h de simulació a Catalunya. Les indicacions de la taula 1 són les mateixes que s'han de seguir aquí.

Les magnituds a Catalunya arriben a duplicar el valor respecte als de Mallorca en molts de casos, per tant l'efecte orogràfic de Catalunya és major que l'efecte orogràfic de Mallorca en quant als mecanismes de producció de precipitació. Aquest fet és fàcilment justificable tenint en compte que la serralada Pirinenca supera amb altitud a les estructures orogràfiques presents en els altres dominis, cosa que permet condensar més quantitat de vapor d'aigua. A més, en conjunt el domini català, presenta més rugositat topogràfica.



Figura 30.Gràfiques de l'estadística de precipitació mitja a terra (esquerra) i orogràfica (dreta) en funció de la direcció i les velocitats (diferents colors) dels fluxos incidents.

El cas de Catalunya presenta una major linearitat inclús per als fluxos uniformes en quant a les precipitacions damunt terra. Això pot ser degut a la continuïtat de la part terrestre, pel fet de ser un cas més continu que el d'un conjunt d'illes, tot i que cal dir que, com ja s'ha pogut observar, el terreny de Catalunya presenta una complexitat orogràfica i del tipus de superfície molt gran. Pel que fa a les direccions que ocasionen més precipitació a terra de Catalunya, la direcció òptima és la direcció Sud-Est, mentre que la precipitació orogràfica al Montseny és més severa quan el flux ve del Sud. Es pot entendre que els fluxos del Nord no tinguin precipitacions intenses a la zona del Montseny, donat que bona part de la humitat és descarregada en forma de pluja ja als Pirineus degut a la seva alçada que fa que molta part de la humitat condensi i que les masses atmosfèriques que topen amb l'orografia assoleixin grans velocitats verticals optimitzant la producció de precipitació en aquella regió. Per altre banda a la zona Pirinenca es donen la major part dels màxims de precipitació acumulada, tot i que el Sud-Est moderat dóna màxims a la zona del Montseny (figura 31).



Figura 31. Distribució de màxims amb la mida del cercle relacionada amb la intensitat del flux (esquerra) i amb la mida representant la magnitud de pluja acumulada (dreta).

Comunitat Valenciana

Passant a comentar les estadístiques de precipitació del tercer domini, trobem que en aquest cas, passen coses semblants a Catalunya, si bé els valors obtinguts en aquest cas són una mica inferiors, possiblement degut a l'efecte que tenen els Pirineus a la zona catalana, fet que fa que sigui un domini més actiu degut a l'alçada dels pics Pirinencs. El comportament similar es detecta en que les precipitacions mitjanes totals observades pel cas de vent uniforme i suau són inferiors a les que donen lloc els vents intensos, cosa que no passava al cas Balear. Els vents suaus no disten tant dels altres com passa en les Illes Balears, i el vent del Nord, és el que obté resultats més modests (taula3).

	Direcció	Màxim absolut	Màxim a Terra	PT	PI	Po	P _C
	Ν	214.6 (39,26)	*	11.7	13.1	16.7	16.4
	NE	303.2(101,55)	210.9(28,18)	25.3	28.6	41.4	48.7
0+	Ε	271.7(68,42)	95.3(48,9)	26.7	26.8	25.0	42.4
Ń	SE	174.7(22,92)	*	29.7	40.4	24.7	96.8
	S	222.2(9,97)	*	24.3	28.1	32.8	29.4
	Ν	337.1(60,53)	*	15.4	26.3	128.6	135.8
	NE	224.5(28,17)	*	23.3	40.6	28.6	53.5
S	Ε	356.5(42,54)	*	22.8	46.7	21.5	37.9
5+	SE	281.7(104,35)	251.9(61,60)	30.2	46.8	40.5	129.2
	S	286.7(68,59)	*	23.2	37.5	38.9	56.2
+10	Ν	271.7(63,55)	*	14.3	17.5	106.6	148.7
	NE	296.9(52,11)	*	22.0	43.7	44.9	93.9
S	E	313.4(34,56)	*	17.7	36.0	43.6	134.5
	SE	361.8(58,62)	*	27.2	44.9	77.4	143.1
	S	303.4(62,61)	*	22.5	42.6	92.8	200.2
	Ν	286.6(39,67)	*	12.9	18.6	62.3	125.5
15	NE	301.6(16,93)	*	24.2	49.5	60.6	181.1
5+	E	335.6(34,57)	*	18.3	37.1	58.1	148.7
	SE	368.3(61,60)	*	31.3	48.7	78.3	204.2
	S	287.5(52,63)	*	24.2	50.2	100.4	226.1
	Ν	225.4(61,91)	221.5(51,57)	10.6	15.2	67.3	103.0
	NE	501.8(25,93)	*	25.6	53.1	93.5	240.5
0	E	280.9(51,57)	*	20.8	42.6	81.8	191.8
+2	SE	433.7(56,61)	*	31.8	51.3	98.9	253.2
Ś	S	356.6(61,58)	*	26.6	55.5	123.1	276.0
	Ν	366.1(51,57)	*	9.7	16.2	72.3	161.1
----	----	--------------	---	------	-------------	-------	-------
25	NE	486.2(15,94)	*	26.2	54.0	99.6	246.4
5+	Ε	297.1(34,57)	*	24.3	50.0	95.2	210.7
	SE	444.3(60,59)	*	33.2	55.7	107.6	286.6
	S	368.7(29,74)	*	27.5	57.8	140.2	296.1

Taula 3. Taules de resultats de la precipitació mitja acumulada a les 30h a la Comunitat Valenciana. Es segueixen les mateixes indicacions que taula 1.

Pel que fa referència als vents òptims, damunt terra i a la zona orogràfica tenim que el vent del Sud de màxima intensitat obté les precipitacions més destacades, si bé el vent del Sud-Est porta molta precipitació total i el vent del Nord-Est dóna lloc a màxims amb molta precipitació acumulada. La figura 32 il·lustra aquests resultats.



Figura 32. Gràfiques de l'estadística de precipitació mitja total (esquerra) i a terra (centre) i orogràfica (dreta) per al domini de la Comunitat Valenciana en funció de la direcció i les velocitats (diferents colors) dels fluxos incidents.

Tant a Catalunya com a la Comunitat Valenciana queda de manifest una relació de proporcionalitat entre la magnitud del flux entrant i les precipitacions que aquest porta, aquesta proporcionalitat es pot deure a la major aportació d'humitat degut a un flux més gran, i a major efectivitat en la producció d'aigua de precipitació degut a unes velocitats verticals induïdes per les muntanyes de major magnitud. No obstant això, crida l'atenció el comportament del vent moderat del Nord (5+5 i 5+10), que es surt de la norma i obté una efectivitat a la banda orogràfica central molt intensa. En canvi, per a grans intensitats del flux, és un vent que porta poca precipitació total acumulada.

Pel que fa a les localitzacions dels màxims de precipitació es torna a veure certa correlació entre la direcció del vent i la localització del màxim a sotavent. Els punts de major mida (figura 33, esquerra) cauen en general més lluny del lloc per on entra el flux pel fet de que a major velocitat d'aquest, més gran és la magnitud d'advecció horitzontal d'aquestes partícules, i més lluny cauen. Es veu més variabilitat de distribució de màxims en aquest domini, i sobretot una alta densitat d'aquests al centre, on destaca la Serra d'Aitana.



Figura 33. Distribució de màxims amb la mida de l cercle relacionada amb la intensitat del flux (esquerra) i amb la mida representant la magnitud de pluja acumulada (dreta).

3.1.2. Casos particulars dels experiments bàsics

En aquesta secció, s'examinaran uns quants casos particulars de cada domini i en especial els fluxos de màxima intensitat que s'estudiaran amb més profunditat en la secció d'experiments addicionals. Aquests últims són fluxos d'interès especial per a cada regió. El vent del Nord a Mallorca, més conegut com a Tramuntana, n'és un cas conegut que val la pena examinar més a fons. El vent del Nord-Est a la Comunitat Valenciana, que és especialment conegut per donar precipitacions intenses, i el vent del Sud a Catalunya, també d'interès. S'exposa al final del treball un annex que completa la discussió d'aquesta secció.

Illes Balears

Començant pel vent del Sud-Oest, observem precipitacions molt intenses a sotavent de l'illa de Mallorca i a la pròpia Serra de Tramuntana. La taula1 i la figura 19 mostren que el Sud-Oest a Mallorca és el vent que dóna pluges més severes a la Serra de Tramuntana (paràmetre P₀), si ho pensem bé és la direcció on un flux intens de vent passa pel camí de major extensió orogràfica, recorrent l'eix de la serra, la qual cosa dóna un gran camí perquè les partícules d'aigua que han condensat en els moviments ascendents-descendents de les masses d'aire degut a l'orografia, es vagin agregant format gotes d'aigua i precipitin.





Figura 34. Mapes de precipitació acumulada a les 30h de simulació (instant final de la simulació) per al vent del Sud-Oest per a les diferents intensitats del flux, junt amb les línies de flux a 10m també a les 30h de simulació, i les isolínies orogràfiques. El primer nombre damunt cada gràfica és la base de flux uniforme, i el segon és l'altura del pic gaussià superposat al flux uniforme que representa el LLJ.

Aquesta formació d'aigua es veu optimitzada a sotavent de l'illa, on la convergència del flux superficial indueix a ascendències i precipitacions intenses. Notem com el cas de vent uniforme té un flux organitzat de forma molt diferent als altres casos, degut a que la influència orogràfica sobre ell és més gran. Els altres vents mostren molt

poca alteració del flux, ja que passen fàcilment per sobre les estructures orogràfiques perquè tenen prou energia cinètica per fer-ho.

Un altre vent que té efectes notables damunt l'illa de Mallorca és el cas del vent del Nord-Oest, el qual incideix perpendicularment a la Serra de Tramuntana i dóna lloc a les quantitats de pluja més importants damunt l'illa de Mallorca, especialment a la zona de Tramuntana i al seu sotavent, que en aquesta direcció escombra pràcticament la totalitat de l'illa.



Figura 35. Mapes de flux a 10m i precipitació acumulada per al vent del Nord-Oest.

El cas del vent uniforme torna a donar un comportament diferent respecte als fluxos d'alta velocitat, amb un flux desordenat i precipitacions al voltant d'Eivissa.

En aquest cas tenim la component de velocitat transversal a la barrera orogràfica màxima. El flux incideix amb la màxima perpendicularitat en la barrera orogràfica i el força a un ascens orogràfic intens. A partir del cas 5+10 són bons exemples de com el flux té energia cinètica suficient per superar la barrera orogràfica, amb el "nombre de Froude" més gran que 1. Una estimació d'aquest, suposant una altura mitjana de la barrera orogràfica d'uns 500m, per al cas de velocitat màxima de 30m/s i la freqüència d'estabilitat estàtica en capes baixes de N=0.012, podríem assegurar que és almenys Fr > 1. Amb contrast amb aquest, el vent uniforme no té prou energia per superar les barreres orogràfiques. Aquesta situació fa que el vent envolti la Serra de Tramuntana i convergeixi més enllà de l'illa, donant precipitació marítima abundant. El vent sofreix un bloqueig també en la zona d'Eivissa, cosa que dóna lloc a la formació de precipitació en aquella àrea, encara que tot i així s'ha de tenir en compte que és una àrea molt pròxima als contorns, que estan alimentats constantment amb el mateix flux, cosa que contamina els resultats. Observem a més que el vent uniforme és fàcilment desviat en direcció Est degut al gradient de pressió imposat en la condició ideal de flux geostròfic (doncs la magnitud del perfil de pressió no canvia massa respecte a la imposada en el perfil inicial, però sí que canvia la velocitat a nivells baixos, ja que es veu disminuïda per l'efecte de fricció i això fa que la força de Coriolis disminueixi, rompent-se l'equilibri geostròfic inicial, com es veu a la figura 36).



Figura 36. Mapes del flux per a diferents instants de la simulació (6h de simulació a l'esquerra i 18h de simulació a la dreta) per al vent uniforme del Nord-Oest, amb l'orografia superposada.

Un cas d'especial interès en les Illes Balears és el vent del Nord (figura 37), que té una dinàmica semblant al vent del Nord-Oest ja que "veu" una barrera orogràfica semblant, tot i que no incideix perpendicularment amb aquesta. Altre cop la velocitat del flux uniforme no és suficient per superar la barrera orogràfica, per això hi ha poca precipitació a la Serra de Tramuntana. No obstant, en el cas 5+5 tenim ja prou energia per superar la serra i com més augmenta la velocitat del flux (i, per tant, l'aport d'humitat) més precipitació tenim.



Figura 37. Mapes de precipitació acumulada i línies de flux superficial per al vent del Nord.

El cas uniforme mostra com el flux superficial queda bloquejat quan topa amb la Serra de Tramuntana perquè no té prou energia per superar la barrera, observem a la figura 38 com a sobrevent de la Serra de Tramuntana les velocitats positives de rebot (de la component meridional del vent "v", a les 12h de simulació) en els dos llocs on

hi ha més precipitació. Això produeix una convergència dràstica amb el flux que entra pels contorns, fet que produeix grans velocitats verticals i precipitació en aquella zona, apart d'una desviació del flux i molta convergència a sotavent de l'illa.



Figura 38. Mapes de velocitat del flux a les 12h (esquerra) i a les 18h de simulació(dreta) del cas 5+0, amb els colors del mapa indicant la magnitud de la component meridional del vent "v" en m/s i en vermell, les iso-superfícies de velocitat vertical w=1m/s.

En contrast amb això, el vent de màxima intensitat (figura39) roman pràcticament inalterat degut a la seva inèrcia, amb velocitats verticals destacades en la Serra de Tramuntana.



Figura 39. Mapes de velocitat del flux a l'últim instant de simulació per al cas 5+25. Els colors del mapa indiquen el valor de la component meridional del vent "V" en m/s i en vermell, les iso-superfícies de velocitat vertical w=1m/s.

Catalunya

Començarem aquesta secció comentant els efectes d'un LLJ del Sud-Est incidint sobre el domini de Catalunya a diferents velocitats. Si observem la taula 2, aquest flux és el que dóna lloc a més quantitat de precipitació total acumulada per a un jet de màxima intensitat. El conjunt de mapes mostrats a la figura 40 mostren nuclis de precipitació abundant distribuïts per tot el domini.





Figura 40. Mapes de precipitació acumulada i línies de flux superficial per al vent del Sud-Est al domini de Catalunya.

Per al cas de vent uniforme amb prou feines s'arriben als 100mm de precipitació acumulada, amb una precipitació més costanera i la formació d'un LLJ a la costa. El vent més intens porta més de 300mm a moltes regions, arribant als 500mm en alguns indrets, amb màxims de precipitació locals alternats per la seqüència orogràfica amb que topa el màxim de flux i que estan localitzats al voltant d'aquestes estructures, mostrant una relació entre l'altura orogràfica i la precipitació acumulada evident.



Figura 41. Mapa de iso-superfícies de l'aigua condensada als niguls en cel (CLW = 0.8g/kg) i en groc una iso-superfície de l'aigua de precipitació (RNW= 1.7g/kg), juntament amb l'orografia amb color i contornejada i les línies de flux superficial (a 10m d'alçada), per al cas 5+25 del Sud-Est a l'instant final de la simulació.

La dependència de la quantitat de precipitació amb la velocitat del flux també és evident. Quan les velocitats són elevades es produeix la formació de cúmuls a la zona del Montseny i en el seu sotavent formant una banda allargada d'aigua de precipitació i amb formació de més niguls en arribar als Pirineus (figura 41).

A continuació analitzarem el cas de vent en direcció Est, en el que la distribució de precipitació en funció de la intensitat del flux mostra un exemple molt clar del que representa l'efecte orogràfic (figura 42). Fixem-nos que el jet és simètric (imaginem el LLJ del Est) però causa precipitacions molt intenses només a la zona Nord, on tenim els Pirineus i els Pre-Pirineus. El vent situat a la zona Nord del domini també topa abans amb la costa, el que provoca ascendències de les masses d'aire des de ben aviat en un major recorregut per sobre de la complexa orografia, afavorint la condensació del vapor d'aigua en l'aire saturat d'humitat i l'agregació de les partícules condensades fins que tenen una mida prou gran per precipitar.





Figura 42. Mapes de precipitació acumulada i línies de flux superficial per al LLJ del Est, al domini de Catalunya.

Es poden observar una altre vegada les bandes de precipitació alternades i alineades amb la direcció del vent, a sotavent de les estructures orogràfiques, sobretot per velocitats grans del flux. Si comparem amb els mapes de distribució de precipitació del sud-est, es pot apreciar l'efecte de la direcció del jet en l'alineament de la distribució de precipitació en el seu eix. Tot i que al centre del domini la velocitat és major, al ser els Pirineus una zona molt orogràfica, s'hi donen les precipitacions més intenses. Pel cas del vent uniforme tenim una precipitació més costanera, doncs el flux, que no supera les barreres orogràfiques, es queda estancat donant lloc a convergències amb el flux de costa entrant, el que provoca més precipitació a sobrevent que a sotavent.

El flux del est és desviat per l'orografia i el gradient de pressió imposat pel flux geostròfic, en direcció sud-oest, en el cas del vent 5+5, degut a que el vent no supera la barrera Pirinenca. En canvi, pel vent 5+25, el flux es desvia molt menys de la seva trajectòria inicial, es veu com el cas 5+25 és molt més actiu en quant a la formació de niguls amb cúmuls de nivells baixos dominants a les zones orogràfiques (figura 43).



Figura 43. Mapes de quantitat d'aigua de precipitació (iso-superfície en groc, RNW=2g/kg), amb les velocitats verticals (iso-superfície en vermell w=1m/s) i l'aigua de nigul (iso-superfície cel, CLW = 0.51g/kg) en el cas 5+0 (esquerra) i en el cas 5+25 (dreta).

El cas que examinarem més a fons en la secció d'experiments addicionals, de interès especial i que dóna molta precipitació orogràfica és el vent del Sud. El cas 5+5 i de més alta velocitat del flux, mostren precipitació orogràfica amb màxims més locals i intensos com més gran és la intensitat del jet incident. Per al vent uniforme altre cop es forma un LLJ (Figura 44,cas 5+0) de costa que porta precipitacions més uniformes i costaneres que els altres casos.



Figura 44. Mapes de precipitació acumulada i línies de flux superficial per a un LLJ del Sud incidint al domini de Catalunya.

El que succeeix és que el flux no té prou energia cinètica per superar les barreres orogràfiques pirinenques, cosa que produeix un bloqueig, retorn i la usual formació d'un Jet de nivells baixos (LLJ) a la costa, que en direcció sud-est, provoca un gran efecte de convergència prop de la costa amb el flux alimentat pels contorns en direcció Nord causant precipitacions importants (veure l'evolució del vent de baixa intensitat, figura 45).



Figura 45. Mapes de flux superficial i orografia, que mostren el procés de formació del LLJ de costa en el cas del vent del sud 5+0.

La diferència de processos microfísics es veu reflectida en el tipus de niguls que es formen en el cas de baixa velocitat que tendeixen a ser del tipus estratiformes vora la costa amb velocitats verticals moderades. En canvi en el cas de màxima velocitat es desenvolupen cúmuls orogràfics i formació de diverses columnes d'aigua de precipitació (figura 46).



Figura 46. Mapes de flux superficial, orografia, iso-superficies de l'aigua en el nigul (superfície CLW = 0.5g/kg amb el color que representa el paràmetre de velocitat vertical en vermell-blau i unitats de m/s) i l'aigua de precipitació (superfície RNW = 2g/kg amb el color representant el paràmetre de velocitat vertical en groc-rosa i unitats de m/s) a les 18h de simulació del cas del vent del sud 5+0 (esquerra) i 5+25 (dreta).

Comunitat Valenciana

Aquest últim domini on estudiem uns quants casos particulars, presenta característiques semblants al de Catalunya, però aquí no tenim un anàleg als Pirineus, i, per tant es pot separar millor el que passa a la part central del domini. Es veu altre cop la diferència de comportament dels fluxos més intensos respecte als dos casos de més baixa velocitat. En el vent uniforme, el flux no pot superar la barrera orogràfica que suposa el cap de la Nau, i retorna convergint amb el flux entrant pels contorns, provocant per tant, fortes precipitacions marítimes-costaneres, anàlogament com en el cas del vent uniforme a Catalunya, aquest fet dóna lloc a la formació d'un LLJ costaner (figura 47, 5+0).



Figura 47. Mapes de precipitació acumulada i línies de flux superficial per al vent del Sud al domini de la Comunitat Valenciana.

En els casos de més velocitat, es supera aquesta petita barrera i s'observen les precipitacions a sotavent del Cap de la Nau, tot i que a mesura que s'augmenta la velocitat del flux, pren més importància la Serra d'Aitana, on el flux supera bé la barrera orogràfica donant convergència al seu sotavent i que amb cooperació amb el gradient de pressió tendeix a desviar el flux cap a l'oest. El fet de tenir un LLJ ofereix una diversitat de comportaments prop dels contorns, pel fet que les velocitats són diferents a les de l'eix central. La banda oest, per exemple, al no tenir tanta energia cinètica, el flux és més susceptible als canvis d'orientació deguts a l'estructura orogràfica.

Es forma també una banda allargada de precipitació a la part esquerra del domini, degut a l'acumulació d'aigua (en groc-rosa figura 48), notem la successió de petites muntanyes que de bon inici forcen verticalment el flux.



Figura 48.Imatge del darrer pas de temps de la simulació, on les iso-superficies representen l'aigua de nigul (blau-vermell) i aigua de precipitació (groc-rosa) amb el color que correspon a les seves velocitats verticals, superposada a les línies de corrent superficials, l'orografia (km) i amb un mapa de la precipitació acumulada.

En el cas del flux del Nord, el vent del nord concentra la pluja en l'eix del jet ja que el LLJ entra per la banda oest del domini i és desviat en la direcció marítima sud-est degut al gradient de pressió imposat per la condició de geostrofia, fet que provoca en el centre del domini, convergències amb el flux central, afavorint les ascendències de les masses d'aire i les precipitacions. Es forma, per tant una banda de precipitació en l'eix del jet, que en el cas del vent uniforme es dóna abans de la barrera orogràfica (sobrevent), descarregant la precipitació costanera prop de València, però que per al cas 5+5 (figura 49), aquesta banda de precipitació es dóna damunt la zona orogràfica central degut a que l'advecció té una magnitud més gran, amb una precipitació bastant efectiva. En aquests dos casos una part de la massa d'aire és queda bloquejada, obligant al flux entrant pels contorns a desviar-se en direcció Sud-Est.





Figura 49. Mapes de precipitació acumulada i línies de flux superficial per al vent del Nord al domini de la Comunitat Valenciana.

Els vents més intensos presenten una relació més estreta entre la quantitat de pluja registrada i la velocitat central del LLJ, amb precipitacions a les zones orogràfiques destacades i als seus sotavents, que en aquest cas, per la regió orogràfica central és marítim. Per tant, gran part de la precipitació és orogràfica o marítima-costanera donat que és el sotavent per aquesta direcció del flux. A més en aquest sotavent es donen convergències degut a la presència de la barrera orogràfica i a l'efecte del gradient de pressió.

Per al vent del Nord-Est, tornem a veure aquesta diferència de comportaments entre fluxos d'alta velocitat i fluxos més lents. Es veu en el vent uniforme una banda de precipitació marítima important a sotavent de l'illa d'Eivissa, on convergeixen pràcticament de forma perpendicular un jet de nivells baixos que s'ha format amb el flux alimentat pels contorns. A mesura que s'augmenten les velocitats aquesta banda de precipitació perd importància degut a que aquest LLJ ja no es forma. Així i tot es té certa convergència degut a l'estret que formen l'illa d'Eivissa i el cap de la Nau, a més aquesta banda de precipitació es forma cada vegada més lluny de perquè la distància recorreguda per les partícules precipitables per advecció incrementa amb la velocitat del flux. Per altre banda, el cas d'alta velocitat presenta un perfil de precipitació acumulada molt semblant al perfil orogràfic vist des del punt de vista del flux incident.

Els quatre règims de vent més intensos presenten la mateixa estructura en quant a distribució de precipitació, augmentant aquesta quantitat en funció de la velocitat del flux, donat que l'alimentació d'humitat és major. A mesura que les velocitats creixen es formen precipitacions concentrades a un nivell més local. Els vents intensos donen precipitació severa localitzada a les muntanyes i als sotavents, mentre que els vents moderats donen una distribució de pluja més uniforme, amb màxims locals no tan importants als punts més alts i amb precipitació a sobrevent i sotavent (figura 50).





Figura 50. Mapes de precipitació acumulada i línies de flux superficial per al vent del Nord-Est al domini de la Comunitat Valenciana.

3.2. Experiments addicionals

En aquesta secció variarem altres paràmetres dinàmics i termodinàmics del flux gaussià aplicat. Els primers consistiran en modificar l'amplada i la centralització del flux i en els segons tindrem modificacions del contingut d'humitat i de la temperatura.

3.2.1. Resultats estadístics dels experiments addicionals

Els experiments de variabilitat dels paràmetres dinàmics del flux com la centralització, ve expressada en l'equació que caracteritza el flux amb el caràcter "c" i la seva amplada s'expressa amb el nom " σ " (veure figura 51).



Figura 51. Mapes dels camps de velocitat total del flux (en m/s) variant els paràmetres d'amplada i grau de centralització.

	Export	Màxim absolut	Màyim a Tanna	D	D	D	D
	Experiment		Maxim a Terra	P _T	r _I	\mathbf{r}_0	P _C
	CONTROL	207.1(61,62)	*	4.6	23.8	55.6	46.7
	c = +50 km	311.5(60,61)	*	34.2	78.2	167.3	193.3
ars	c = -50km	398.6(60,97)	235.7 (61,61)	24.2	22.6	65.1	84.6
ale	$\sigma = 100 km$	275.5(61,62)	*	17.6	31.6	83.0	85.1
Ħ	$\sigma = 150 \text{km}$	367.4(18,97)	278.8 (61,62)	20.4	33.3	82.2	87.7
ya	CONTROL	518.8(26,18)	*	36.9	72.5	173.4	265.4
	c = +50 km	402.6(63,59)	*	56.1	93.2	191.8	188.6
Iun	c = -50 km	852.0(12,22)	*	73.5	122.9	192.4	350.3
ata	$\sigma = 100 \text{km}$	1078.4 (12,22)	*	64.0	119.5	193.4	236.7
U U	$\sigma = 150 \text{km}$	961.8 (14,13)	*	66.1	124.1	166.4	241.4
	CONTROL	486.2(15,94)	*	26.2	54.0	99.6	246.4
æ	c = +50 km	397.7(61,57)	*	47.2	96.7	101.4	114.2
nci	c = -50km	598.4(31,40)	*	57.5	77.5	122.0	85.0
aler	$\sigma = 100 \text{km}$	689.7(47,56)	*	30.6	59.9	106.7	249.3
\geq	$\sigma = 150 \text{km}$	647.7(48.57)	*	29.8	57 5	1199	278.6

Els resultats de les mitjanes sobre les diferents regions de cada domini de la precipitació total acumulada en 30h, mostren que tant el fet de descentralitzar el flux, com el fet d'augmentar la seva amplada donen precipitacions totals més abundants (veure taula 4).

Taula 4. Resultats estadístics de la precipitació mitja acumulada registrada en les sub-regions de cada domini per variacions addicionals dels paràmetres dinàmics del flux com el grau de centralització i l'amplada del LLJ. Es segueix amb les indicacions de la taula 1.

Per al cas de variació de l'amplada del flux, és natural obtenir quantitats de precipitació més elevades, doncs tendim a uniformitzar la velocitat del flux, i això implica que tenim una aportació d'humitat total major. Es més curiós el cas de descentrar el flux, el qual incideix en les estructures orogràfiques amb certa cisalla, la qual, en certes condicions, augmenta la precipitació. En el cas de Balears, el simple fet de tenir un flux amb el màxim incident fora de l'illa de Mallorca ens dóna molta precipitació, sobretot en el cas c = +50km. En el cas de Catalunya és el cas c = -50km el que dóna lloc a precipitacions més abundants.

Pel que fa a les variacions d'humitat en el sondeig, els experiments es basen en reduir la quantitat de vapor d'aigua al 50,60,70,80 i 90% respecte de la quantitat de vapor d'aigua inicial, modificant així la proporció de mescla " r ". Podem observar els canvis fets en alguns d'aquests nous sondeigs observant la figura 52.



Figura 52. Sondeigs dels experiments 0.5rc i el de 0.8rc.

CAS	CAPE(J/kg)	CIN(J/kg)	PW(mm)	LCL(hPa)	LFC(hPa)	CCL(hPa)	LE(hPa)	Kindex	Lift
0.5r _c	0	-	14.7	854	-	696	-	16	5.1
0.6r _c	0	-	18.0	891	-	758	-	21	2.9
0.7r _c	0	-	21.6	923	-	817	-	26	1.1
0.8r _c	87	-56	25.1	952	664	870	443	30	-0.8
0.9r _c	391	-1	28.4	978	881	950	375	34	-2.6
r _c	738	0	32.0	984	943	946	299	36	-3.7

Taula 5. Paràmetres més rellevants dels 6 sondeigs d'humitat, on s'inclou l'experiment de control "rc". Els nivells on no tenim dades és perquè estan més amunt de 100hPa, perquè fa a la CIN el guió representa la indeterminació de l'energia d'inhibició al no tenir energia potencial convectiva disponible (CAPE).

Un fet interessant és que en determinades zones un flux poc humit descarrega més precipitació que un de menys humit amb les mateixes condicions (taula 6). Als Pirineus, per exemple per al cas 0.8r (20% menys d'aigua que el cas de control) es dóna un màxim molt intens de precipitació a la zona Pirinenca,uns 550mm mentre que per al cas de control el màxim és de uns 520mm. Això pot ser degut en bona mesura a que part de la humitat en l'experiment de control, és descarregada en forma de pluja a la zona orogràfica central del Montseny (fixem-nos en els paràmetres P_0 i P_c), segurament pel fet de tenir un nivell de condensació més baix que en l'experiment 0.8r.

	Experiment	Màxim absolut	Màxim a Terra	P _T	PI	Po	P _C
	$r = 0.5r_{c}$	-	-	-	-	-	-
	$r = 0.6r_c$	-	-	-	-	-	-
	$r = 0.7r_{c}$	-	-	-	-	-	-
ars	$r = 0.8r_c$	27.6 (60,61)	*	0.03	0.69	3.8	8.5
ale	$r = 0.9r_c$	121.3(61,62)	*	0.4	7.3	26.4	34.0
B	CONTROL	207.1(61,62)	*	4.6	23.8	55.6	46.7
	$r = 0.5r_c$	100.7(63,27)	*	0.8	1.7	-	-
	$r = 0.6r_c$	246.6(63,27)	*	2.6	5.3	0.18	0.16
ya	$r = 0.7r_c$	409.5(51,32)	*	6.0	12.4	18.7	17.2
Iun	$r = 0.8r_c$	549.7 (53,30)	*	11.2	23.0	68.5	89.3
ata	$r = 0.9r_c$	489.9(51,32)	*	18.8	38.8	131.8	194.0
U U	CONTROL	518.8(26,18)	*	36.9	72.5	173.4	265.4
	$r = 0.5r_{\rm c}$	-	-	-	-	-	-
	$r = 0.6r_c$	-	-	-	-	-	-
-	$r = 0.7r_{c}$	6.7 (54,62)	*	0.01	0.03	0.66	1.33
ncis	$r = 0.8r_c$	147.7(51,57)	*	1.0	2.2	32.2	74.6
ale	$r = 0.9r_c$	275.9(50,59)	*	5.1	10.8	91.8	188.1
Ň	CONTROL	486.2(15,94)	*	26.2	54.0	99.6	246.4

Taula 6. Resultats estadístics de la precipitació mitja acumulada registrada en les sub-regions de cada domini per variacions de la humitat constant del sondeig. Es segueix amb les indicacions de la taula 1, amb la consideració addicional que les quantitats inferiors a 1mm de precipitació acumulada mitja seran considerades com a nul·les i representades amb un guió "-".

En general, la precipitació a Catalunya és molt més abundant que per les mateixes condicions a les Illes Balears, o a València, pel paper que juguen els Pirineus. A València també es veu que les precipitacions es desenvolupen amb major abundància que a les Illes, recordem que l'extensió de terra (i per tant orografia en el domini) és un fet determinant en quant a la producció de pluja.

Els resultats dels mateixos experiments però amb disminucions de la humitat cap als contorns seguint una tendència gaussiana, amb el màxim del sondeig de control en l'eix del LLJ, mostren un comportament interessant amb una producció de pluja molt efectiva. El valor en l'eix del jet és el que pren en el sondeig i va disminuint fins a prendre el valor corresponent a un 50,60,70,80 i 90% d'humitat als contorns d'un mateix nivell horitzontal. Una cosa d'entrada ben curiosa, és el fet que l'experiment de control, que és el que més humitat té sigui el que menys precipitacions dóna en el cas de les Illes Balears. S'observa que les precipitacions més severes es donen quan el gradient d'humitat és més gran, a pesar del fet de tenir menys

	Experiment	Màxim absolut	Màxim a Terra	P _T	PI	Po	P _C
	$r = 0.5r_c$	706.4 (60,61)	*	9.5	61.7	234.7	454.1
	$r = 0.6r_c$	625.7 (60,62)	*	8.5	56.0	207.6	377.6
	$r = 0.7r_c$	552.3 (60,62)	*	7.2	49.7	177.8	301.7
ars	$r = 0.8r_c$	478.3(60,62)	*	5.5	43.5	144.15	202.0
ale	$r = 0.9r_c$	320.6(60,62)	*	4.2	36.7	100.8	92.1
B	CONTROL(r _c)	207.1(61,62)	*	4.6	23.8	55.6	46.7
	$r = 0.5r_c$	867.3(59,61)	*	25.5	49.2	340.1	690.9
	$r = 0.6r_c$	697.6(58,60)	*	26.0	51.0	317.1	522.1
ya	$r = 0.7r_c$	579.1(62,61)	*	27.5	54.7	291.5	444.4
lun	$r = 0.8r_c$	751.3(54,29)	*	28.5	57.3	259.6	418.5
ata	$r = 0.9r_c$	563.7 (52,29)	*	30.1	60.9	225.5	354.9
C	$CONTROL(r_c)$	518.8(26,18)	*	36.9	72.5	173.4	265.4
	$r = 0.5r_c$	900.9 (65,58)	*	23.2	48.6	198.6	286.4
	$r = 0.6r_c$	819.1 (65,57)	*	21.9	45.8	197.5	325.8
	$r = 0.7r_c$	639.0 (64,58)	*	20.0	41.8	205.8	388.6
ncia	$r = 0.8r_c$	515.5 (30,90)	*	17.9	37.9	198.4	398.4
aleı	$r = 0.9r_c$	552.4 (25,96)	*	17.9	38.7	157.3	321.3
Ň	CONTROL	486.2(15,94)	*	26.2	54.0	99.6	246.4

humitat total, per tant, l'existència d'un gradient d'humitat augmenta l'efectivitat de les precipitacions (taula 7).

Taula 7. Resultats estadístics de la precipitació mitja acumulada registrada en les sub-regions de cada domini per perfils d'humitat gaussiana del sondeig. Es segueix amb les indicacions de la taula 1.

En els altres casos es veu que els màxims es localitzen al centre del domini, on tenim també humitat màxima i que a pesar de tenir menys humitat total, es donen els màxims més severs de pluja per gradients d'humitat majors. Així com també precipitacions orogràfiques i centrals més severes. En canvi, les precipitacions totals o sobre terra en els dominis de València i Catalunya respecten la lògica de ser més abundants quan la humitat total és més gran. Per tant, el gradient d'humitat afavoreix els fenòmens locals severs prop del màxim d'humitat, concentra la precipitació en una àrea determinada, ja que implica màxims més intensos, però en general precipitacions totals menys abundants (a excepció del cas de les Illes Balears).

Passant a discutir els resultats de les variacions superficials de temperatura, en aquesta se l'ha imposada per decréixer linealment amb l'alçada fins al valor que té el sondeig de control als 500hPa en aquest nivell. Per nivells més alts, el sondeig conserva els valors de control (figura 53).



Figura 53. Sondeigs dels experiments dT=-2°C i el de dT=+5°C.





Experiment	CAPE(J/kg)	PW(mm)	LCL(hPa)	LFC(hPa)	CCL(hPa)	LE(hPa)	K _{index}	Lift
$dT = -5^{\circ}C$	0	24.1	984	-	945	-	28	4.4
$dT = -2^{\circ}C$	196	27.7	984	914	946	476	32	-0.1
$dT = -1^{\circ}C$	393	28.9	984	922	946	416	34	-1.6
CONTROL	738	32.0	984	943	946	299	36	-3.7
$dT = +1^{\circ}C$	1030	31.7	984	923	946	294	37	-4.8
$dT = +2^{\circ}C$	1494	33.3	984	928	946	283	39	-6.2
dT = +5C	2932	38.3	984	933	946	252	43	-10.8

Taula 8. Paràmetres més rellevants dels 7 sondeigs de variació de la temperatura superficial. Els nivells on no tenim dades és perquè estan més amunt de 100hPa. La CIN és nul·la en tots aquests sondeigs.

Els resultats obtinguts indiquen que com més augmentem les temperatures, més precipitació global tenim, doncs el fet d'augmentar la temperatura fa que la pressió saturant augmenti, l'aire admet més vapor d'aigua(observar l'aigua precipitable, PW, en la taula 8). Com que no s'ha canviat la humitat relativa, això implica que l'aire té més contingut de vapor d'aigua, a més de tenir més flotabilitat i permetre ascendències d'una forma pràcticament natural. També el fet d'augmentar la temperatura a nivells baixos fa que tinguem un ambient més inestable amb acumulació d'energia potencial que produeix, quan es dispara, ascendències més intenses amb condensació i precipitació. Per altre banda, el fet de disminuir aquesta temperatura, el que provoca són menys precipitacions totals degut a la mateixa raó, però no és determinant en les precipitacions severes localitzades (vegem els màxims de Catalunya o Mallorca). Fins i tot el cas de Balears és curiós en quant a que els resultats de l'experiment de control són semblants als de disminucions de temperatura, inclús aquests últims donen precipitacions més abundants que el propi experiment de control (veure la taula 9).

	Experiment	Màxim absolut	Màxim a Terra	P _T	PI	Po	P _C
	$dT = -5^{\circ}C$	297.0(60,63)	*	4.7	44.4	105.1	68.3
	$dT = -2^{\circ}C$	192.8(59,65)	*	5.2	34.9	60.4	57.4
	$dT = -1^{\circ}C$	214.7(60,64)	*	5.6	27.6	58.4	48.7
	CONTROL	207.1(61,62)	*	4.6	23.8	55.6	46.7
ars	$dT = +1^{\circ}C$	265.9(59,112)	233.6(61,62)	27.1	31.1	72.6	68.0
ale	$dT = +2^{\circ}C$	337.2(37,72)	179.2(37,72)	40.6	30.6	58.6	48.9
æ	dT = +5C	582.3(44,61)	398.7(49,69)	145.1	167.5	234.0	264.2
	$dT = -5^{\circ}C$	592.2(63,27)	*	27.0	48.5	155.6	214.3
	$dT = -2^{\circ}C$	762.05(51,32)	*	33.0	62.6	165.1	202.1
	$dT = -1^{\circ}C$	663.6 (53,30)	*	36.7	68.8	160.4	196.2
ya	CONTROL	518.8(26,18)	*	36.9	72.5	173.4	265.4
Iun	$dT = +1^{\circ}C$	760.8(29,20)	*	65.6	108.0	198.2	329.6
ata	$dT = +2^{\circ}C$	712.7(43,23)	*	80.4	134.5	212.3	342.7
U	dT = +5C	488.5(89,68)	434.4 (78,59)	163.8	193.8	206.9	210.3
	$dT = -5^{\circ}C$	260.7(64,57)	*	12.4	21.2	106.8	167.6
	$dT = -2^{\circ}C$	256.6(61,61)	*	15.9	29.1	114.7	216.6
	$dT = -1^{\circ}C$	344.3(25,42)	*	23.1	43.0	112.3	227.4
alencia	CONTROL	486.2(15,94)	*	26.2	54.0	99.6	246.4
	$dT = +1^{\circ}C$	544.3(51,61)	*	48.8	89.6	73.5	250.9
	$dT = +2^{\circ}C$	631.6(50,61)	*	72.7	114.2	67.8	208.6
\geq	dT = +5C	700.8(53,26)	*	132.2	186.8	314.4	489.0

Taula 9. Resultats estadístics de la precipitació mitja acumulada registrada en les sub-regions de cada domini per variacions de la temperatura del sondeig. Es segueix amb les indicacions de la taula 1.

Tots els resultats mostrats fins ara es poden resumir en uns gràfics que representin les quantitats registrades a cada domini, per tal de comparar d'una manera més directe les quantitats de precipitació. Un exemple és el registre del paràmetre de precipitació orogràfica (figura 54), on es veu com el domini català és el que més efectivitat orogràfica representa, i que els experiments amb el gradient d'humitat més fort i amb una temperatura incrementada en superfície donen les pluges orogràfiques més quantioses.



Figura 54. Representació de la pluja orogràfica als 3 dominis per a tots els experiments addicionals.

A diferència d'això les precipitacions totals més destacades les representen els experiments de pertorbació de temperatura, ja que impliquen una major quantitat de vapor d'aigua, així com els experiments de variació de l'amplada del flux, la qual també representa més aportació d'humitat (figura 55).



Figura 55. Representació de la pluja total als 3 dominis per a tots els experiments addicionals.

3.2.2. Casos particulars dels experiments addicionals

Passant a analitzar els casos addicionals d'una forma més concreta, podrem veure com és la distribució de precipitació acumulada en els diferents dominis d'estudi per als LLJ de màxima intensitat (5+25) i les direccions Nord (Illes Balears), Sud (Catalunya) i Nord-Est (Comunitat Valenciana).

Els resultats de la precipitació acumulada per els casos de pertorbació de la centralització del LLJ, mostren l'efecte que té un LLJ que passa a certa distància del centre del domini (en els nostres casos, $c=\pm 50$ km). Es nota que la banda allunyada de l'eix del LLJ sofreix canvis en el flux molt notables, degut a que només queda el flux de base de 5m/s, donant lloc a una fenomenologia semblant als casos de vent uniforme. Quan els vents no són prou intensos per superar les barreres orogràfiques donen lloc a la creació d'una banda de bloqueig que porta precipitacions (figura 56).



Figura 56. Mapes de precipitació acumulada i línies de flux superficial per a les variacions del grau de centralització del flux per als casos addicionals: Illes Balears (Nord,5+25), Catalunya (Sud,5+25) i Comunitat Valenciana (Nord-Est,5+25) a l'últim instant de la simulació.

Aquests casos mostren en una mateixa simulació els dos comportaments del flux : quan el nombre de Froude és major (al voltant del màxim de velocitat del flux) i menor que 1(a bandes allunyades del eix del jet, lluny del eix màxim de vent).

L'augment del paràmetre dinàmic d'amplada, tendeix a uniformitzar la velocitat del flux, donant precipitacions més intenses a les zones orogràfiques i als seus voltants, amb precipitacions totals més altes i més uniformes. En cas de la Comunitat Valenciana, s'observa una banda allargada de precipitació acumulada intensa al nord, que és més intensa en el flux d'amplada 100km. Això pot ser degut a que en aquest cas la velocitat més baixa del flux, afavoreix el desviament orogràfic donant com a resultat més convergència que en el cas d'amplada 150km (figura 57).



Figura 57. Mapes de precipitació acumulada i línies de flux superficial per a les variacions de l'amplada del flux per als casos addicionals: Illes Balears (Nord,5+25), Catalunya (Sud, 5+25) i Comunitat Valenciana (Nord-Est,5+25) a l'últim instant de la simulació.

Pel que fa als casos de sensibilitat als canvis en la humitat constant, els experiments posen en evidència l'efecte que té la reducció de la humitat en la producció de pluja. El domini de Catalunya és l'únic que dóna lloc a precipitació considerable en el cas de la reducció de la quantitat de vapor d'aigua al 50%, i només en la zona central d'alta velocitat, en els cims més alts situats als Pirineus. És una situació on hi ha pluges sense CAPE prèvia i el nivell de condensació està a uns 850hPa (veure taula 5), que representen uns 1400m d'alçada, i només l'orografia Pirinenca assoleix aquestes alçades. A més, cal tenir present que la reducció de la humitat fa que tinguem masses d'aire més denses i estables. A Catalunya, el cas 0.5r sembla no tenir prou energia per superar la barrera orogràfica central Pirinenca, per la forma en que les línies de flux superficial envolten l'orografia (figura 58). Aquest, és un fet natural si tenim en compte que el nombre de Froude depèn de la freqüència de Brunt-Väisälä, que al seu torn varia amb la humitat, ja que una massa d'aire sec té més densitat que una massa d'aire humit en les mateixes condicions. També s'ha de tenir en compte que l'ascens orogràfic en una situació subsaturada produeix un refredament més accentuat que en una situació saturada degut a que no tenim encalentiment per transferència de calor latent de condensació que compensa el refredament natural per ascens.



0.6r



0.7r



0.8r







Figura 58. Mapes de precipitació acumulada i línies de flux superficial per a les variacions d'humitat constant del flux per als casos addicionals: Illes Balears (Nord,5+25), Catalunya (Sud, 5+25) i Comunitat Valenciana (Nord-Est, 5+25) a l'últim instant de la simulació.

Tot plegat implica més estabilitat del flux, i per tant, més energia se li ha d'aportar per superar un determinat nivell. Els altres casos mostren com una baixa humitat només dóna lloc a precipitació en els punts més alts del domini, i donada la major estabilitat de les masses d'aire aquestes no desenvolupen bandes de precipitació a sotavent de les estructures orogràfiques rellevants.

Es pot notar la gran importància que té la quantitat d'humitat disponible a l'hora de donar precipitació. Aquest fet, que és bastant intuïtiu, no és tan directe com l'influencia que pot tenir la distribució de la humitat en quant a producció de precipitació severa local. Els màxims que donen les precipitacions amb un perfil d'humitat gaussiana (taula 7) són més intensos quan el gradient d'humitat és més gran, a pesar de que la quantitat total d'humitat disponible sigui menor (fet que sí que es reflexa en les precipitacions totals).



0.5r_GAUSS



0.7r_GAUSS



Figura 59. Mapes de precipitació acumulada i línies de flux superficial per a les variacions d'humitat gaussiana per als casos addicionals: Illes Balears (Nord,5+25), Catalunya (Sud, 5+25) i Comunitat Valenciana (Nord-Est, 5+25) a l'últim instant de la simulació.

30

Els resultats mostren moltíssima activitat en l'eix del jet, fruit de la convergència alimentada en primer lloc per la menor densitat de les masses d'aire humides, i que junt amb el gradient de pressió fan que les masses atmosfèriques del eix s'elevin i donin precipitació (veure figura 59). Aquesta convergència d'aire sec en el jet, fa que l'aire admeti vapor d'aigua, per tant es produeix evaporació de pluja amb un refredament superficial de l'aire, cosa que genera una zona freda estable a l'eix del jet que no fa més que alimentar l'efecte d'ascens de les masses que convergeixen des dels costats (figura 60). A més, el flux menor lluny de l'eix fa que tingui una resposta més sensible a les condicions de forçament ambiental imposades. Tot plegat dóna una eficiència de precipitació molt destacada a nivell local.



Figura 60. Mapes de temperatura a 2m (esquerra, en °C) i velocitat vertical a 800hPa (dreta, en m/s) per al cas 0.5r_GAUSS a la Comunitat Valenciana en el darrer instant de la simulació.

A més d'aquest mecanisme de precipitació, en tenim un altre conegut a Nord Amèrica com a "*dry-line*", i es basa en el fet de tenir un front d'humitat, que porta temps sever en la frontera. Es sol desenvolupar a la part central de Nord-Amèrica, en un front que va de Nord a Sud a través dels estats centrals degut a la presència d'aire humit que arriba des del Golf de Mèxic i aire sec desèrtic procedent dels estats del Sud-Oest, cosa que defineix una frontera entre aquestes masses amb diferent concentració d'humitat, que és la línia seca. Per tant actua de forma semblant a un front de temperatura.

Per últim, queda parlar dels casos de sensibilitat termodinàmica del sondeig. Aquests casos mostren que com el fet de tenir més estabilitat deguda a la menor temperatura a nivells baixos, farà que la precipitació es localitzi preferentment a grans alçades, ja que l'ascens per l'orografia serà l'únic possible, sense sistemes convectius a sotavent (figura 61).



 $dT = -5^{\circ}C$



Figura 61. Mapes de precipitació acumulada i línies de flux superficial per a les variacions de la Temperatura per als casos addicionals: Illes Balears (Nord,5+25), Catalunya (Sud, 5+25) i Comunitat Valenciana (Nord-Est, 5+25) a l'últim instant de la simulació.

En canvi, a mesura que s'incrementa la temperatura a nivells baixos, fent el sondeig menys estable, es van observant pluges més uniformes però amb precipitacions severes localitzades a les zones on convergeixen les masses d'aire entrants pels contorns amb una elevada temperatura i humides amb aire més estable que s'ha refredat i ha quedat a nivells baixos, sofrint les masses càlides un ascens obligat en aquestes zones i donant lloc a precipitacions termodinàmiques degut a la presència d'aquest front càlid que entra pels contorns (figura 62). Aquest front de temperatura es pot veure reforçat pel refredament interior per mescla d'aire de nivells superiors degut a la gran inestabilitat present en el flux.



Figura 62. Velocitats verticals a 900hPa a les 12h de simulació (esquerra) i el front càlid entrant pels contorns en l'experiment $dT=+5^{\circ}C$ a les Illes Balears on es veu el camp de temperatura a les 30h de simulació (dreta). Es veu un gradient de temperatura molt fort en el front, on es donen les grans precipitacions. També es poden veure les grans velocitats verticals que a 900hPa arriben als 4m/s en la banda de pluja.

3.3. Estudi de les relacions entre l'orografia, velocitat del LLJ i precipitacions.

Després de veure els mapes de distribució de precipitació per als casos bàsics, s'ha comprovat que tenir una velocitat major del flux dóna més precipitació orogràfica. També s'ha vist relació entre l'alçada d'un lloc i la quantitat de precipitació que hi acumula un flux d'aire proper a la saturació.

En aquesta secció estudiarem la relació entre l'altura de la muntanya i la quantitat de pluja que s'hi registra per als 3 fluxos gaussians de major velocitat que incideixen de forma perpendicular a les barreres orogràfiques centrals dels 3 dominis. Prendrem el Nord-Oest a les Illes Balears, i el sud a València i Catalunya. Els punts escollits envoltaran la zona orogràfica i s'establirà el llindar de 300m. Es dibuixen rectangles que escombren les sub-regions orogràfiques. Els rangs geogràfics escombrats a cada domini són els següents:

С	Serra de Tramuntana (Illes Balears)	$\Delta\phi{=}39.5{\text{-}}40.0$, $\Delta\lambda=2.3{\text{-}}3.1$
С	Cadena Prelitoral (Catalunya)	$\Delta\phi{=}41.7{\text{-}}41.9$, $\Delta\lambda=2.2{\text{-}}2.6$
С	Serra d'Aitana (Comunitat Valenciana)	$\Delta\phi{=}38.5{\text{-}}38.9$, $\Delta\lambda$ = -0.9-0.0





Figura 63. Gràfics d'altura del terreny enfront de la precipitació per diferents velocitats (colors) d'un flux en direcció Nord-Oest, al domini de les Illes Balears, en la sub-regió de la Serra de Tramuntana.

Al cas de Catalunya, el LLJ de 5+15 es surt un poc de la tendència que tenen les altres dues intensitats representades, que mostren una clara dependència entre l'altura del terreny muntanyós i la precipitació que s'hi acumula(figures 63, 64 i 65). A València es pot apreciar una tendència bastant clara al domini central per al vent del sud en funció de l'alçada i la velocitat d'aquest (figura 65). En totes aquestes gràfiques es veu una zona llindar de precipitació a una determinada alçada, que representa la màxima precipitació que es dóna a un nivell vertical. Per exemple, no tenim punts a 500m que arribin als 300mm de precipitació acumulada en 30h a cap dels tres dominis, però per alçades majors sí que s'arriba a acumular aquesta quantitat de precipitació. Per tant, el que sí que mostren els resultats és que la precipitació que s'acumula és més abundant a les alçades majors. Part de la dispersió observada és deguda a que la velocitat del flux no és uniforme en un mateix experiment.



Figura 64. Gràfics d'altura del terreny enfront de la precipitació per diferents velocitats (colors) d'un flux en direcció sud al domini de Catalunya, en la sub-regió de la Serra Prelitoral.



Figura 65. Gràfics d'altura del terreny enfront de la precipitació per diferents velocitats (colors) d'un flux en direcció sud al domini de Valencia, en la sub-regió de la Serra d'Aitana.

S'ha de tenir en compte que els efectes de velocitat elevada van en certa manera associats a l'alçada de l'estructura orogràfica, ja que el flux s'ha construït de forma que tingués un màxim en el pic de la banda orogràfica central. Per tant, hi ha certa correlació prèvia entre l'alçada del pic i la velocitat amb que incideix el flux. Observem que per als casos addicionals d'amplada màxima ($\sigma = 150$ km, figura 66) tenim una distribució de punts que segueixen una tendència clara en el cas de Catalunya, en part perquè es tracta d'un vent perpendicular a la Serra Prelitoral. El cas de València no mostra signes gaire evidents en aquesta dependència, segurament degut al fet que la direcció del vent incideix de forma obliqua en la Serra d'Aitana al tractar-se d'un flux del Nord-Est. El cas de Balears mostra amb més claredat la relació que hi ha entre l'altura del pic i la precipitació que s'hi acumula, donat que és un vent del Nord (recordem que els experiments addicionals estan fets pel vent del Nord a les Illes Balears), que té una incidència a la Serra de Tramuntana.



Figura 66. Gràfics d'altura del terreny enfront de la precipitació per als experiments addicionals d'amplada 150km als 3 dominis (colors).

4. CONCLUSIONS

En aquest estudi, s'han vist múltiples aspectes del comportament i les conseqüències que porta un LLJ incidint sobre els sistemes orogràfics de les Illes Balears, Catalunya i València. En primer lloc s'ha comprovat el factor clau de la velocitat en el comportament d'un flux gaussià que topa amb una estructura orogràfica, doncs si el flux no té prou energia cinètica per superar la barrera s'observa un comportament complex que depèn en gran mesura de la direcció del LLJ, el qual, al no poder superar les barreres orogràfiques dóna lloc a una situació de bloqueig i a convergència amb el flux entrant que condueix (en els casos de vent uniforme de baixa intensitat) a la formació d'algun Jet de nivells baixos que segueix la direcció de la costa, portant precipitacions marítimes-costaneres. En quant a la distribució de les precipitacions, per a fluxos de baixa intensitat, predominen precipitacions extenses sobre una gran regió de manera bastant uniforme. En canvi, els LLJ d'alta velocitat tenen prou energia per superar l'orografia i descarreguen part del vapor condensat durant l'ascens al voltant de les muntanyes, amb màxims als cims i desenvolupament de sistemes convectius als seus sotavents. Aquestes precipitacions mantenen una estreta relació amb la intensitat del LLJ, ja que són majors com més gran és la velocitat d'aquest, ja que aquest fet implica la major aportació d'humitat, més quantitat de vapor pot ser condensat, créixer i precipitar. A més, a majors velocitats d'advecció del LLJ més gran és la component vertical de la velocitat induïda en contactar el flux amb l'orografia, cosa que també fa augmentar el ritme de producció de precipitació (aquí el pendent de l'estructura orogràfica que el flux "veu", relacionat amb la seva direcció d'incidència en un domini particular, pot jugar també un paper important a l'hora d'entendre les dependències de la direcció del flux amb les precipitacions ocasionades). La relació entre la precipitació acumulada i l'alçada del pic en els jets d'alta velocitat també és evident com s'ha vist per la zona Pirinenca al domini de Catalunya, doncs la major alçada fa que el refredament per ascens del flux sigui major, per tant es condensa una major part d'humitat, que pot precipitar. Pel que fa als casos òptims, un augment de l'amplada del flux dóna per norma general, més precipitació total, ja que el flux d'humitat és major i les velocitats verticals induïdes per l'orografia també. La modificació del grau de centralització del LLJ fa que puguem tenir en una mateixa simulació els dos comportaments diferenciats: quan el flux té prou energia per superar la barrera orogràfica i quan no en té prou, donant lloc a comportaments interessants amb casos de més precipitació total acumulada i en alguns casos també més precipitació orogràfica que el propi experiment de control centrat a la zona orogràfica central. Els experiments de reducció d'humitat constant, per la seva banda, han mostrat activitat important només a la banda Pirinenca. En canvi, la reducció d'humitat gaussiana, amb un gradient d'humitat existent, desencadena una efectivitat en la precipitació local prop del eix del jet molt important, amb una relació molt evident entre les magnituds màximes registrades i la magnitud del gradient d'humitat. Els experiments de pertorbació superficial de temperatura, mostren en general el que cal esperar d'un ambient superficial molt calent i humit, si es manté la humitat relativa constant això suposa una quantitat de vapor d'aigua disponible major, fet que, junt amb el gradient de temperatura generat pel refredament interior i el flux calent que entra pels contorns, fa que es produeixin precipitacions arreu del domini amb màxims en el front.

En quant a les característiques dels dominis en particular, pel cas de les Illes Balears un fet concret que crida l'atenció és que els vents de baixa intensitat en general donen més precipitació total, tot i haver-hi menys aportació d'humitat. Per tant, són més efectius que els vents intensos. Això es nota també en els experiments addicionals de desplaçament del eix del LLJ (pertorbació del grau de centralització) on la banda de baixa velocitat impacta en la Serra de Tramuntana, generant precipitacions totals i orogràfiques més grans. Es parla en general de que a les Illes és més complicat preveure el temps, i en part potser degut a la resposta en forma de precipitacions abundants també dels fluxos amb baixa velocitat, ja que la sensibilitat del flux a les estructures orogràfiques és més notable quan la velocitat del flux és més petita, cosa que fa el problema més complex i depenent fortament de la direcció del flux. Pel cas de la precipitació a l'illa de Mallorca, el vent més efectiu en quant a precipitació per tota l'illa és un Nord-Oest, el qual incideix perpendicularment a la serra i el sotavent cobreix gran part de l'illa. És interesant l'efecte que té un Nord-Est de baixa intensitat, el qual degut a la poca energia cinètica que duu, queda bloquejat a la serra i es veu forçat a ser desviat en direcció perpendicular seguint la costa i provocant precipitacions importants arreu de l'illa per la convergència amb el flux entrant. Pel que correspon a les precipitacios orogràfiques són clarament efectives per al LLJ del Sud-Oest, el qual incideix en direcció paral·lela a la serra, i per tant recorre una gran distància

per sobre de l'orografia, el que permet desencadenar precipitacions per tota la serra i al sotavent marítim, on dóna els màxims de precipitació degut a la convergència del flux que envolta la serra.

En les costes Catalana i Valenciana, els vents moderats (5+10, 5+15) provoquen precipitacions extenses per tot el domini, generant extensions de pluja amb màxims locals als cims de les muntanyes, amb precipitació abundant als sobrevents i als sotavents. Per a LLJs més intensos les precipitacions són més orogràfiques, amb màxims locals més grans que en els vents moderats i amb els sotavents de les muntanyes com a regions preferents per a donar lloc a precipitació. El fet de tenir un Jet, implica tenir menors velocitats a les bandes allunyades de l'eix central, el que les pot dur a que l'efecte conjunt entre orografia i gradient de pressió orienti les masses d'aire cap al centre del domini produint molta convergència, com és el cas del vent de Nord-Est a la Comunitat Valenciana. Fent referència en aquest fet, es pot notar en tots els mapes de precipitació i flux superficial com el flux es desvia a mesura que avança en la direcció contrària al gradient de pressió. Això és perquè la força del gradient de pressió és major que la força de Coriolis en superfície, ja que aquesta última depèn intrínsecament de la velocitat del flux, la qual es veu reduïda per la fricció de les capes superficials en entrar-hi en contacte. Per tant, les direccions de pluja més efectiva a terra, venen determinades en part per si el gradient de pressió força les masses d'aire cap a zones de terra o zones marítimes, portant les primeres més efectivitat a l'hora de transformar el vapor en precipitació i sent més importants. D'això en depèn tant la geometria de la costa, com l'orografia del domini en relació a les direccions de vent que hi incideix. Un exemple el representen els dominis de València i Catalunya estudiats, que tenen sotavents marítims pel cas del vent del Nord, a més de desviar el flux superficial en direcció marítima. Per tant, desenvolupen pluges a les bandes marítimes a sotavent de les estructures orogràfiques i en les mateixes muntanyes en el cas de vent intens. Per a vents més moderats són de tipus costaneres. En canvi, el vent del sud té sotavents terrestres apart de que el gradient de pressió indueix a convergència terra endins, el que provoca, sumat a l'orientació perpendicular del eix de les serralades centrals, precipitacions abundants a tant a terra en general com a la més alta orografia.

Es important recordar que el fet d'eliminar els efectes de l'intercanvi de fluxos superficials com de calor i vapor d'aigua fa que puguem subestimar les magnituds de la precipitació total acumulada enfront d'una configuració experimental on s'hi tinguessin en compte, però a la vegada serveix per aïllar millor l'efecte que té l'orografia en particular per donar lloc a precipitacions. Per altre banda, els perfils inicials de vent tenen la mateixa direcció a qualsevol alçada, fet que és consistent amb un perfil de temperatura horitzontalment constant (i.e. absència de vent tèrmic), però que no és gaire realista. A més, totes les direccions de vent porten les mateixes condicions dels camps meteorològics bàsics com la humitat, temperatura,...quan sabem per exemple, que hi ha unes direccions de vents més humits que d'altres, entre d'altres coses pel seu recorregut marítim previ i vents més càlids que d'altres per la seva procedència. Per exemple el cas d'un Nord-Oest, vent que té una procedència més terrestre que marítima i que no sol portar molta d'humitat, no és un vent que dugui gran precipitació en la realitat diària, però que els experiments realitzats aquí mostren que té una efectivitat de transformació de vapor d'aigua en precipitació sobre l'illa de Mallorca bastant important, donat que té una orientació perpendicular a l'eix de la Serra de Tramuntana(entès com la recta que uneix els dos punts més distants d'una isolínia d'alçada llindar) i el seu sotavent escombra pràcticament la totalitat de l'illa de Mallorca, fet que fa d'un flux del Nord-Oest molt humit i intens, un vent efectiu. Per tant tots aquests resultats poden fer pensar que no són una mostra representativa de la climatologia local, però el que es pretén també aquí és entendre l'efecte de la interacció del flux amb l'orografia en quant a la producció i distribució de la precipitació.

Les possibilitats que ofereix la manipulació numèrica dels camps meteorològics són molt grans i una gran eina per comprendre els mecanismes atmosfèrics des d'una perspectiva simplificada. Les que s'han mostrat aquí en són un sol exemple, però les possibilitats de realitzar estudis d'aquest tipus són moltes. Per exemple, es poden fer experiments canviant les variables en altres rangs, imposant perfils horitzontals o verticals diferents, jugant amb la inestabilitat atmosfèrica, etc...

En particular, podria ser interesant si es vol entendre bé la interacció de l'efectivitat orogràfica en general en quant a la producció de precipitació, el fer un estudi de fluxos ideals com els que aquí s'han considerat, que interaccionen amb orografia també idealitzada. Es podrien fer experiments amb muntanyes aïllades de

diferent alçada, amplada i pendent, amb simetries variades i serralades de diferents estructures, amb valls estratègicament situats i pics d'alçades i distribucions diferents. Això podria fer més simple la tasca de veure com un flux interacciona amb l'orografía i trobar quines característiques del terreny optimitzen l'efectivitat de les precipitacions, centrant-se en arguments dinàmics, termodinàmics, microfísics i la relació entre el pendent orogràfic que veu un flux d'una determinada direcció amb la posició i intensitat del sistema convectiu desenvolupat o la distribució general de pluja, per exemple. Estudis d'aquests tipus es troben entre la bibliografia, com és el cas de Roe i Backer (2006).

Una feina complementaria i que podria justificar parts dels resultats obtinguts en aquest estudi seria estudiar la correlació entre determinades variables meteorològiques a una regió. Exemples d'aquestes podrien ser la correlació estadística entre la humitat que porta un vent i la seva direcció a partir de bases de dades d'estacions meteorològiques o bé la realització d'estudis de casos particulars d'especial interès.

5. BIBLIOGRAFIA

Bresson, E., V. Ducrocq, O. Nuissier, and D. Ricard (2012), Idealised numerical simulations of quasi-stationary convective systems over the Northwestern Mediterranean complex terrain, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **138**, 1751-1763

Frei, C., and C. Schär (1998), A precipitation climatology of the Alps from high - resolution rain - gauge observations, *Int. J. Climatol.*, **18**, 873-900

Garcies, L. (2007), Càlcul Estadístic de Sensibilitats Atmosfèriques: Aplicació a Ciclons Mediterranis Intensos, Memòria Final de Màster, Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca

Hobbs, P. V., R. C. Easter and A. B. Fraser (1973). A theoretical study of the flow of air and fallout of solid precipitation over mountainous terrain. Part II: Microphysics, *J. Atmos. Sci.*, **30**, 813–823

Homar, V., D. J. Stensrud, Jason J. Levit, and David R. Bright (2006), Value of Human-Generated Perturbations in Short-Range Ensemble Forecasts of Severe Weather, *Wea. Forecasting*, **21**, 347–363

Hong, S.-Y., J. Dudhia, and S.-H. Chen (2004), A Revised Approach to Ice Microphysical Processes for the Bulk Parameterization of Clouds and Precipitation, *Mon Wea. Rev.*, **132**, 103-120

Houze, R. A., Jr. (2012), Orographic effects on precipitating clouds, Reviews of Geophysics, 50, 1-47

Jiang, Q. and Ronald B. Smith (2003), Cloud Timescales and Orographic Precipitation, J. Atmos. Sci., 60, 1543-1559

Kirshbaum, D. J., G. H. Bryan, R. Rotunno, and D. R. Durran (2007), The triggering of orographic rainbands by small - scale topography, *J. Atmos. Sci.*, **64**, 1530-1549

Lin, Y. - L., S. Chiao, T. - A. Wang, M. L. Kaplan, and R. P. Weglarz (2001), Some common ingredients for heavy orographic rainfall. *Wea. Forecasting*, **16**, 633-660

Martín, A., R. Romero, A. De Luque, S. Alonso, T. Rigo, and M. C. Llasat (2007): Sensitivities of a Flash Flood Event over Catalonia: A Numerical Analysis. *Mon. Wea. Rev*, **135**, 651-669

Medina, S., and R. A. Houze Jr. (2003). Air motions and precipitation growth in alpine storms, Q. J. R. Meteorol. Soc., **129**, 345-371

Ramis, C., R. Romero, and V. Homar (2009), The severe thunderstorm of 4 October 2007 in Mallorca: an observational study, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **9**, 1237-1245

Ramis C., R. Romero, V. Homar, S. Alonso and M. Alarcon (1998), Diagnosis and Numerical Simulation of a Torrential Precipitation Event in Catalonia (Spain), *Meteorol. Atmos. Phys.*, **69**, 1-21

Reeves, H. D., and Y. - L. Lin (2007), The effects of a mountain on the propagation of a preexisting convective system for blocked and unblocked flow regimes, *J. Atmos. Sci.*, **64**, 2401-2421

Reeves, H. D., Y. - L. Lin, and R. Rotunno (2008), Dynamic forcing and mesoscale variability of heavy precipitation events over the Sierra Nevada mountains, *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 62-77.

Roe G. H., and Marcia B. Baker (2006), Microphysical and Geometrical Controls on the Pattern of Orographic Precipitation, J. Atmos. Sci., 63, 861-880

Romero, R. (1998), Numerical simulation of mesoscale processes in the western Mediterranean: Environmental impact and natural hazards. Ph.D. thesis, Universitat de les Illes Balears, 164 pp. [Disponible a la Biblioteca del Edifici Mateu Orfila, Universitat de les Illes Balears, 07071 Palma de Mallorca.]

Romero, R., C.A. Doswell III, and C. Ramis (2000). Mesoscale Numerical Study of Two Cases of Long-Lived Quasi-Stationary Convective Systems over Eastern Spain. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 3731–3751

Romero, R., C. Ramis, and J. A. Guijarro (1999), Daily rainfall patterns in the Spanish Mediterranean area: An objective classification, *Int. J. Climatol.*, **19**, 95-112

Romero, R., G. Sumner, C. Ramis, and A. Genovés (1999), A classification of the atmospheric circulation patterns producing significant daily rainfall in the Spanish Mediterranean area, *Int. J. Climatol.*, **19**, 765-785

Romero, R., J. A., Guijarro, C. Ramis, and S. Alonso (1998), A 30 year (1964-1993) daily rainfall data base for the Spanish Mediterranean regions: First exploratory study, *Int. J. Climatol.*, **18**, 541-560

Rotunno, R., and R. Ferretti (2001), Mechanisms of intense alpine rainfall, J. Atmos. Sci., 58, 1732-1749

Smolarkiewicz, P. K., and R. Rotunno (1989), Low Froude number flow past three - dimensional obstacles: Part I. Baroclinically generated lee vortices, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1154-1164

Sotillo, M. G., C. Ramis, R. Romero, S. Alonso, and V. Homar (2003), Role of orography in the spatial distribution of precipitation over the Spanish Mediterranean zone, *Climate Res.*, 23, 247-261

Vich, M. (2007), Potential vorticity error assessment applied to ensemble forecasts of Mediterranean ciclones, Memòria Final de Màster, Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca

- [w1] http://mm5forecasts.uib.es
- [w2] http://www.mmm.ucar.edu/mm5/mm5-home.html
- [w3] http://pregridbal-v1.uib.es/catalog_30yearly/cataleg_30ypcp_bal.html
- [w4] http://www.emdat.be/disaster-list
- [w5] https://www.meted.ucar.edu/

ANNEX A. Llistat complet de resultats dels experiments bàsics

En aquesta secció s'inclouen els mapes de distribució de precipitació acumulada en 30h de simulació i el flux superficial en aquest mateix instant, superposats a les isolínies del terreny. S'exposen aquí per no saturar tant la part de redacció dels experiments bàsics i per exposar la informació completa d'aquests experiments. A les Illes Balears falten els mapes que representen els vents a totes les intensitats del Nord-Est, Est, Sud-Est, Sud i Oest. A Catalunya exposarem els vents del Nord-Est i Sud-Est, i a València els vents del Est i Sud-Est.



Figura 67. Mapes de precipitació acumulada i línies de flux superficial per al vent del Nord-Est per a les Illes Balears.





Figura 68. Mapes de precipitació acumulada i línies de flux superficial per al vent del Est per a les Illes Balears.





5 + 20





Figura 69. Mapes de precipitació acumulada i línies de flux superficial per al vent del Sud-Est per a les Illes Balears.





Figura 70. Mapes de precipitació acumulada i línies de flux superficial per al vent del Sud per a les Illes Balears.



5+15

5+20

5+25



Figura 71. Mapes de precipitació acumulada i línies de flux superficial per al vent del Oest per a les Illes Balears.


5+15

5 + 20

5+25



Figura 72. Mapes de precipitació acumulada i línies de flux superficial per al vent del Nord-Est per a Catalunya.





Figura 73. Mapes de precipitació acumulada i línies de flux superficial per al vent del Sud-Est per a Catalunya.





5+20

5+25



Figura 74. Mapes de precipitació acumulada i línies de flux superficial per al vent del Est per a la Comunitat Valenciana.





5 + 20





Figura 75. Mapes de precipitació acumulada i línies de flux superficial per al vent del Sud-Est per a la Comunitat Valenciana.