

**MODELIZACIÓN DE LA CAPA LÍMITE PLANETARIA BAJO  
CONDICIONES DE FORZAMIENTO ATMOSFÉRICO  
MESOESCALAR.  
ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD DE DIFERENTES  
PARAMETRIZACIONES Y ESQUEMAS NUMÉRICOS.**

TRABAJO FIN DE MASTER  
Máster Física Sistemas Complejos – UNED  
Marzo 2016

María José Sales  
sales@cofis.es

**AUTORA:** *Sra. María José Sales Montoliu*

**TÍTULO:**

**MODELIZACIÓN DE LA CAPA LÍMITE PLANETARIA BAJO CONDICIONES DE FORZAMIENTO ATMOSFÉRICO MESOESCALAR. ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD DE DISTINTAS PARAMETRIZACIONES Y ESQUEMAS NUMÉRICOS.**

**DIRECTOR:** *Dr. Jose Luis Palau Aloy*

*Instituto Universitario Centro de Estudios Ambientales del Mediterráneo - CEAM-UMH*

**TUTORA:** *Dra. Emilia Crespo del Arco*

*Facultad de Ciencias de la UNED*

## **Agradecimientos**

Quisiera mostrar mi agradecimiento a las diferentes personas que me han apoyado y ayudado a realizar este trabajo. Gracias a Juan García por su apoyo permanente en todos los proyectos que inicio y por el soporte técnico prestado en la instalación y configuración del sistema para realizar las simulaciones numéricas. Al director de este trabajo, el Coordinador de Modelización y Proyectos del CEAM Dr. Jose Luis Palau, quien me introdujo en el estudio de la meteorología, la dinámica de contaminantes en la atmósfera y la modelización, le agradezco su dedicación a este trabajo y especialmente su colaboración para el análisis e interpretación de resultados. El estudio no hubiera sido posible sin los datos experimentales para la validación de las simulaciones, por ello agradezco al profesor de la Universitat de les Illes Balears Dr. Joan Cuxart el acceso a la base de datos meteorológicos de Raimat y el interés mostrado por los resultados del estudio. Y finalmente, a mi tutora, la catedrática de la Facultad de Ciencias de la UNED Dra. Emilia Crespo le agradezco la atención recibida por su parte desde que inicié los estudios de máster y su labor de revisión de la memoria del trabajo, cuyos comentarios y sugerencias han permitido llegar hasta este documento final.

## Índice

0. ANTECEDENTES .....	3
1. INTRODUCCIÓN .....	12
2. PBL.....	14
2.1. CARACTERIZACIÓN VERTICAL DE LA PBL .....	14
2.2. CARÁCTER TURBULENTO DE LA PBL.....	14
2.3. MODELIZACIÓN DE LA PBL .....	16
2.3.1. ECUACIONES PARA LA PBL.....	16
2.3.2. APROXIMACIONES DE CIERRE PARA EL SISTEMA DE ECUACIONES PBL .....	18
3. MODELO METEOROLÓGICO WRF Y ESQUEMAS PBL .....	22
3.1. MODELO METEOROLÓGICO MESOESCALAR WRF .....	22
3.2. ESQUEMAS PBL EN EL MODELO MESOESCALAR WRF.....	24
4. BASE DE DATOS DE OBSERVACIONES.....	29
4.1. INSTRUMENTO WindRASS.....	31
4.1.1. PRINCIPIO DE MEDIDA. TEORÍA RASS.....	33
4.2. BASE DE DATOS DE OBSERVACIONES .....	35
5. CASO ESTUDIO .....	38
5.1. FACTORES QUE INFLUYEN EN LA METEOROLOGÍA DE RAIMAT.....	38
5.2. CRITERIOS DE SELECCIÓN .....	40
5.3. MAPAS SINÓPTICOS Y PARTES METEOROLÓGICOS.....	49
6. EXPERIMENTO NUMÉRICO .....	53
6.1. CARACTERÍSTICAS DE LOS DOMINIOS .....	53
6.2. PARAMETRIZACIONES FÍSICAS .....	54
7. RESULTADOS.....	56
7.1. VELOCIDAD Y DIRECCIÓN DE VIENTO.....	56
7.2. TEMPERATURA POTENCIAL.....	71
7.3. HUMEDAD ESPECÍFICA.....	82
7.4. ALTURA PBL.....	108
8. CONCLUSIONES Y NUEVAS PREGUNTAS DE INVESTIGACIÓN .....	110
ANEXOS.....	112
BIBLIOGRAFÍA .....	124



# 0. ANTECEDENTES

---

Los principales elementos que han motivado la realización de este trabajo fin de máster se exponen en esta sección inicial y son siguientes:

*I.* La importancia de mejorar el conocimiento de los **procesos troposféricos** que influyen en:

- los regímenes de precipitación entorno a la **cuenca mediterránea** y que afectan a buena parte de Europa, África y Asia;
- la producción y degradación de contaminantes secundarios (como el ozono troposférico) que se produce en las regiones costeras de la cuenca mediterránea;
- las condiciones de ventilación y recirculación vertical de las masas de aire sobre el Mar Mediterráneo.

*II.* La necesidad de mejorar la capacidad de los **modelos meteorológicos** para reproducir escenarios meteorológicos-dispersivos en entornos topográficamente complejos y el conocimiento acerca de las limitaciones que presentan estos modelos a la hora de reproducir los procesos meteorológicos mesoescalares característicos de la cuenca mediterránea.

*III.* La disponibilidad de **datos experimentales** de un **entorno topográficamente complejo** bajo la influencia del Mar Mediterráneo.

## I. El Mar Mediterráneo

El modo en el que el Mar Mediterráneo actúa como una fuente de calor y humedad para las regiones circundantes es diferente respecto al de otros mares/océanos no sólo porque es un mar cerrado y cálido, sino porque además la cuenca mediterránea se encuentra en latitudes medias, con una elevada irradiancia solar, es semi-árida en relación a su cobertura vegetal y está prácticamente rodeada de montañas. La combinación de todas estas características favorece una fuerte evapotranspiración con condiciones de ventilación neta en la troposfera mucho más débiles en el lado occidental que en el oriental y que en otras zonas geográficas del mundo. Como resultado de las diferentes condiciones meteorológicas que predominan sobre cada una de las dos subcuencas (Tabla 1), en la atmósfera de la cuenca mediterránea existen, al menos, dos modos de acumulación del vapor de agua precipitable y, por tanto, de otros contaminantes y gases de efecto invernadero (Palau et al. 2015).

Este hecho indica que además de la evaporación del agua del mar (directamente relacionada con la irradianza solar) existen otros procesos que determinan los niveles totales de vapor de agua precipitable presentes sobre cada una de las subcuencas

mediterráneas. El valor del contenido de vapor de agua precipitable en la atmósfera durante los meses de verano es claramente mayor en la cuenca occidental que en la oriental. Esto no se debe a una mayor evaporación del agua el mar en la cuenca occidental que en la oriental puesto que el valor climático de la temperatura del agua del mar es unos tres grados superior en la oriental (Figura 1). Más bien es debido a que, durante los meses de verano, mientras en la cuenca occidental predominan los procesos de recirculación de las masas de aire (escasa ventilación) en la cuenca oriental predominan condiciones advectivas (es decir, condiciones de ventilación, con una alta tasa de renovación de la masa de aire que hay en esta subcuenca).

Cuenca Mediterránea		
	Occidental	Oriental
Verano	<ul style="list-style-type: none"> <li>* Sistema Anticiclónico de las Azores</li> <li>* Circulaciones mesoescalares</li> <li>* Recirculación vertical</li> <li>* Escasa ventilación</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>* Sistema Monzónico Asiático</li> <li>* Condiciones advectivas</li> <li>* Elevada ventilación</li> </ul>
Invierno	<ul style="list-style-type: none"> <li>* Circulación templada</li> <li>* Borrascas atlánticas</li> <li>* Mayor ventilación</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>* Sistema Anticiclónico Siberiano</li> <li>* Inversiones de subsidencia</li> <li>* Estancamiento</li> </ul>

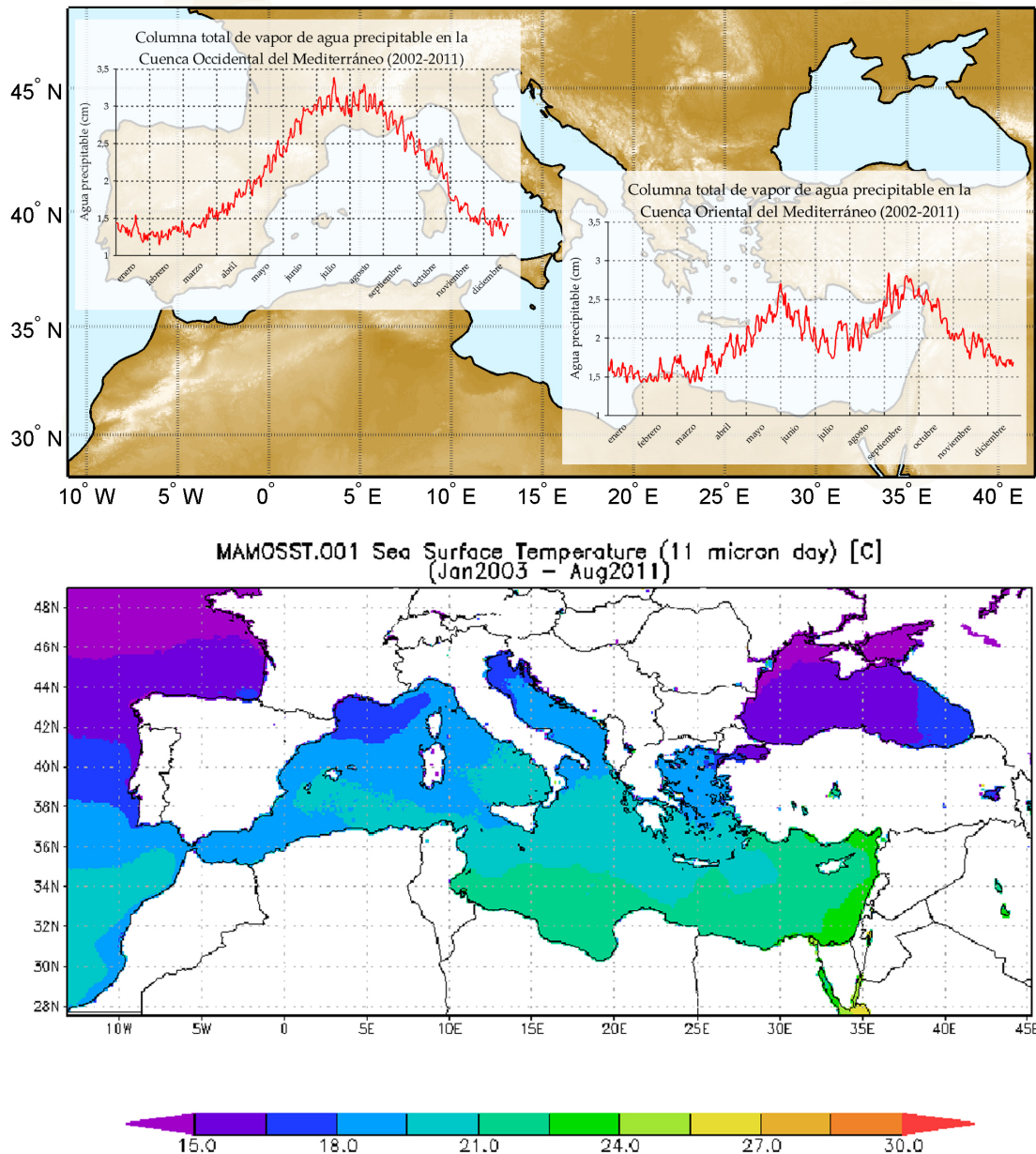
Tabla 1: Cuadro resumen de las diferencias meteorológicas más relevantes de las dos subcuencas mediterráneas.

Las consecuencias de la escasa ventilación de las masas de aire (por recirculación vertical en verano y en la cuenca occidental, o por estancamiento en invierno y en la cuenca oriental) son varias: la acumulación de vapor de agua y de contaminantes atmosféricos, una variación del balance radiativo sobre la cuenca (ya que el vapor de agua es un gas de efecto invernadero) y un cambio en los procesos de formación/degradación de contaminantes secundarios.

Con respecto a la acumulación de vapor de agua y las precipitaciones torrenciales, en la cuenca mediterránea occidental, desde la primavera hasta el otoño, prevalecen las recirculaciones verticales (asociadas a los ciclos de brisas). Esto quiere decir que las masas de aire permanecen circulando dentro de la subcuenca cargándose día tras día de humedad procedente de la evapotranspiración de las zonas costeras y de la evaporación del agua de la superficie del mar (Gangoiti et al. 2001; Palau et al. 2015). Este agua evaporada permanece en la atmósfera en forma de vapor de agua precipitable recirculando dentro de la subcuenca junto con las masas de aire (Millan, 2014).

El estado actual del conocimiento en relación a la componente atmosférica del ciclo hídrico en el Mediterráneo occidental, apunta a que las perturbaciones locales iniciadas por cambios en los usos del suelo, dada la dinámica predominante de las masas de aire en la troposfera de esta cuenca aérea, pueden propagarse tanto a las escalas regionales como globales en forma de cambio en los patrones de precipitación (Millan, 2014) y, consecuentemente, de episodios de contaminación secundaria. **La caracterización de las interacciones entre la atmósfera, el suelo, la vegetación y los océanos en la cuenca mediterránea occidental es un aspecto clave** tanto para, desde un punto de vista de la contaminación atmosférica, la dinámica de las masas de aire troposféricas (Palau et al., 2005; Pérez-Landa et al., 2007a,b) como para, desde un punto de vista

meteorológico, el régimen de las precipitaciones estivales de origen orográfico-convectivo en la franja costera del mediterráneo occidental (Millan et al., 2005, 2014)



**Figura 1.** Arriba: Modos de acumulación del Total de Vapor de Agua Precipitable en la cuenca mediterránea occidental y oriental. Las series han sido calculadas a partir del promedio de los datos diarios obtenidos desde 2002 hasta 2011 con el instrumento MODIS a bordo del satélite AQUA. Abajo: Valor climático de la temperatura de la superficie del agua del Mar Mediterráneo (SST); se ha calculado como el promedio de los valores medidos desde satélite entre 2003 y 2011. (Palau et al. 2015).

La dinámica atmosférica en la cuenca mediterránea tiene unas características específicas y presenta **sinergias entre las diferentes escalas espacio-temporales**.

Los procesos atmosféricos que determinan la meteorología y la dispersión atmosférica de contaminantes se suelen clasificar atendiendo a su escala espacial (o temporal) característica. Orlanski (1975) [32] recomienda distinguir entre las siguientes escalas:

*Macroescala* (escala espacial característica superior a 1000 km). En esta escala, el flujo atmosférico está asociado fundamentalmente a las inhomogeneidades del balance energético superficial a gran escala. En el ámbito de estas escalas, la aproximación hidroestática es asumible como válida.

*Mesoescala* (escala espacial característica entre 1 y 1000 km). Las características del flujo atmosférico en esta escala están determinadas por efectos hidrodinámicos (por ejemplo, canalizaciones, efectos de rugosidad, etc.) y por inhomogeneidades del balance energético superficial (fundamentalmente debidas a las variaciones espaciales de características como el tipo de usos del suelo, la vegetación, la disponibilidad de agua, etc.; y también de la orientación del terreno, la pendiente, etc.). Desde el punto de vista de la contaminación atmosférica, los efectos térmicos son los más relevantes; dado que éstos son de especial importancia en situaciones de débil forzamiento sinóptico (es decir, con malas condiciones de ventilación). Los modelos meteorológicos mesoescalares deben ser capaces de reproducir las circulaciones locales, como por ejemplo las circulaciones de brisa.

*Microescala* (escala espacial característica por debajo de 1 km). En esta escala, el flujo del aire está fuertemente determinado por características superficiales del tipo: geometría de los edificios, su orientación respecto a la dirección promedio del viento, etc. En la generación de los flujos de viento intervienen tanto los efectos térmicos como los efectos hidrodinámicos (canalizaciones, efectos de rugosidad, etc.).

Como es bien sabido, los patrones dinámicos del viento a gran escala están relacionados con el balance energético global y son generalmente independientes de las características orográficas locales. No obstante, a escalas menores, la circulación general sufre "perturbaciones" que están directa y fuertemente determinadas por la orografía y demás peculiaridades locales (y regionales). En los estratos más superficiales de la atmósfera (capa límite), las circulaciones sinópticas se ven fuertemente perturbadas por la topografía, alineándose los flujos zonales según los ejes de cordilleras y valles.

La cuenca occidental mediterránea está rodeada de montañas de 1500 metros o más. Sus laderas orientadas mayoritariamente hacia el Este y el Sur favorecen la formación de vientos de ladera que refuerzan las brisas de mar, y actúan como "chimeneas" orográficas que conectan los vientos en superficie con los flujos de retorno en altura. De este modo, desde un punto de vista de la contaminación atmosférica, las masas de aire recirculan sobre las zonas litorales, inhibiéndose la ventilación de las mismas (Gangoiti, G. et al., 2001 [26]), (Millán, M.M., 2002 [37]).

En muchos casos, los ejes de las cordilleras y los valles, actúan como verdaderos "canales" que encauzan y reorientan el régimen general de las capas atmosféricas más elevadas. Dos ejemplos de estos "cauces" naturales, próximos a la zona del estudio que se presenta en esta memoria, son el Sistema Ibérico y el valle del Ebro. Con las simulaciones numéricas realizadas en esta investigación (*Sección 6 y 7*) se pone de manifestación la canalización por el Valle del Ebro, a partir tanto de la información

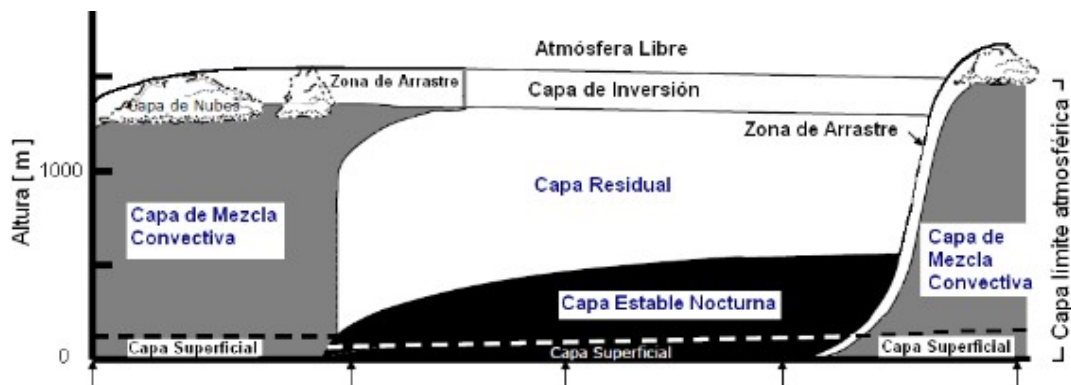
meteorológica disponible en superficie, como de la obtenida en altura, empleando la relación de mezcla del vapor de agua como trazador de oportunidad de las circulaciones atmosféricas de la capa límite.

## **II. Modelización meteorológica mesoescalar y capa límite**

La modelización meteorológica es una herramienta clave para avanzar en el conocimiento de los procesos físicos que tienen lugar en la atmósfera y ofrece un amplio campo de investigación que se va especializando en función de los procesos físicos considerados, la escala espacio-temporal en la que se desarrollan, las características geográficas del entorno considerado, etc. Para estudiar los procesos troposféricos en entornos topográficamente complejos se utilizan modelos meteorológicos mesoescalares, entre los que destaca el modelo WRF, *The Weather Research & Forecasting Model* ([www.wrf-model.org](http://www.wrf-model.org)) [3], modelo utilizado extensamente por la comunidad científica internacional.

El estudio de la capa límite atmosférica es fundamental para comprender los fenómenos atmosféricos a escala local y sus interrelaciones con otros aspectos como entre otros la evaporación de agua de los océanos, la dispersión de contaminantes en la atmósfera y el efecto del cambio en los usos del suelo sobre el comportamiento de la atmósfera.

La PBL<sup>1</sup>, *Planetary Boundary Layer*, es la región de la atmósfera más próxima a la superficie terrestre donde la interacción con la superficie se percibe a través del intercambio de momento, calor y humedad en escalas de tiempo de una hora o menos (Stull, 1989 [1]).



**Figura 2.** Esquema de la estructura de la capa límite planetaria (PBL) a lo largo de un día.

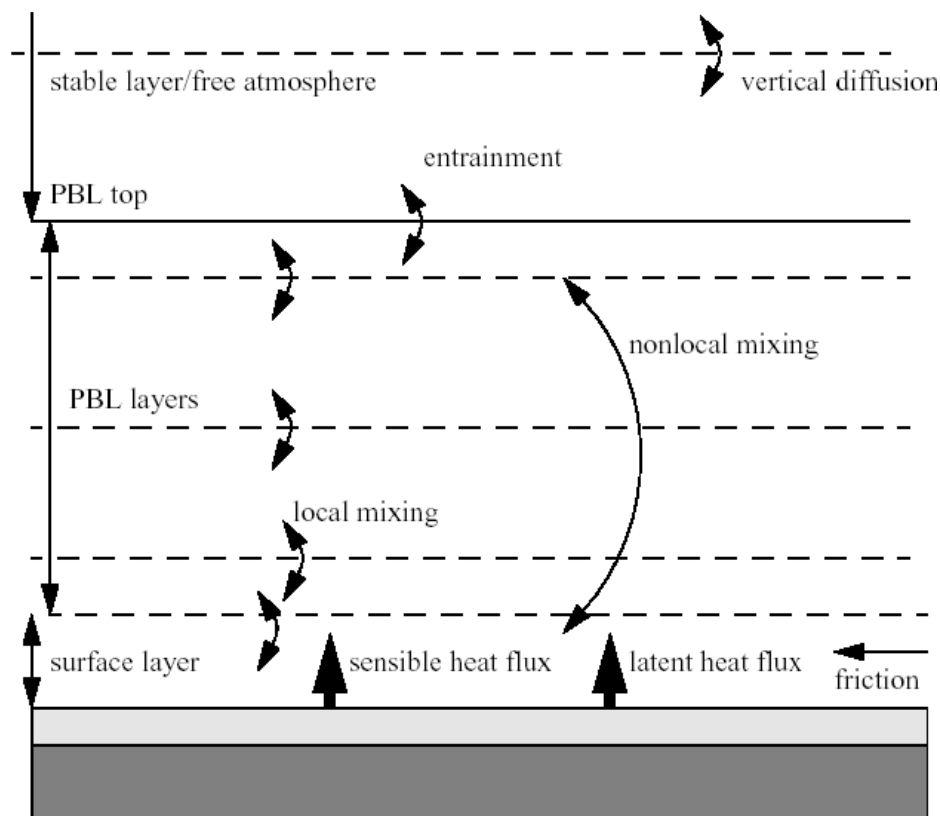
La naturaleza turbulenta de la PBL es una de sus características más importantes. Sobre la tierra en particular, la estructura de la misma está fuertemente influenciada por el ciclo diario del calentamiento y enfriamiento y por la presencia de nubes (Figura 2).

Los sectores económicos afectados por la predicción y simulación del comportamiento de la PBL son agricultura, aviación, sector energía eólica, protección civil, etc. En modelización de la calidad del aire, la precisión con la que se simule la dinámica de la

<sup>1</sup> *Planetary Boundary Layer* (PBL) o *Atmospheric Boundary Layer* (ABL) también conocida como *Boundary Layer* (BL).

PBL es uno de los aspectos más críticos para reproducir el transporte y correcta difusión de los contaminantes en la atmósfera.

Una completa caracterización de la PBL requiere la consideración de los diferentes procesos físicos que tienen lugar en esta capa de la atmósfera a diferentes escalas espaciales y temporales (Figura 3). Los actuales modelos meteorológicos ofrecen diferentes opciones de parametrizaciones para los procesos físicos considerados en el modelo y es el usuario el que selecciona unas opciones u otras atendiendo al entorno particular y aplicación de su estudio. La capacidad de reproducir un escenario meteorológico dependerá principalmente de los procesos físicos considerados y de las parametrizaciones escogidas para las simulaciones numéricas.



**Figura 3.** Principales procesos físicos de la PBL.

La mayoría de las teorías de capa límite se basan en las leyes fundamentales de conservación de la masa, energía y momento. Generalmente, la turbulencia en un fluido queda determinada por las ecuaciones dinámicas no lineales de *Navier-Stokes*, utilizadas ampliamente en la investigación de los comportamientos atmosféricos. La solución numérica del sistema de ecuaciones que se plantea requiere de un esquema de cierre adecuado para los términos de flujo turbulento y de un conjunto de parametrizaciones físicas relativas a la radiación, las nubes, la superficie terrestre, etcétera. En las últimas décadas se han ido desarrollando técnicas computacionales a través de métodos numéricos y una amplia red de observaciones meteorológicas que han contribuido a generar avances en la investigación de los comportamientos climáticos, pero sin llegar a un modelo teórico que realmente pueda evidenciar la verdadera naturaleza del sistema atmosférico.

El modelo WRF, *Weather Research and Forecasting*<sup>2</sup>, es un modelo meteorológico mesoescalar que incorpora diferentes parametrizaciones de la PBL y que sirve a una gran variedad de aplicaciones desde escalas de decenas de metros a miles de kilómetros. El desarrollo del modelo se inició a finales de los años 90 y fue un trabajo colaborativo entre varias organizaciones (National Center for Atmospheric Research (NCAR), National Oceanic and Atmospheric Administration, Air Force Weather Agency (AFWA), Naval Research Laboratory, University of Oklahoma, and the Federal Aviation Administration (FAA)). En la actualidad continúa siendo un modelo abierto que cuenta con una comunidad de más de 30.000 usuarios registrados repartidos en unos 150 países.

El modelo WRF ofrece predicción meteorológica en operativo mientras que provee de los últimos avances científicos obtenidos por la comunidad científica internacional en los campos de la física, métodos numéricos y asimilación de datos.

Existe una gran variedad de estudios realizados con el modelo WRF en los que se comparan parametrizaciones PBL. La variedad de estudios es muy amplia debido a los diferentes objetivos que se pueden plantear en el estudio atendiendo a la aplicación del modelo, área geográfica, resolución espacial, validación, etc. En la Figura 11 (Sección 3) se pueden consultar las referencias de los diferentes esquemas PBL que incorpora el modelo WRF.

### **III. Disponibilidad de medidas experimentales**

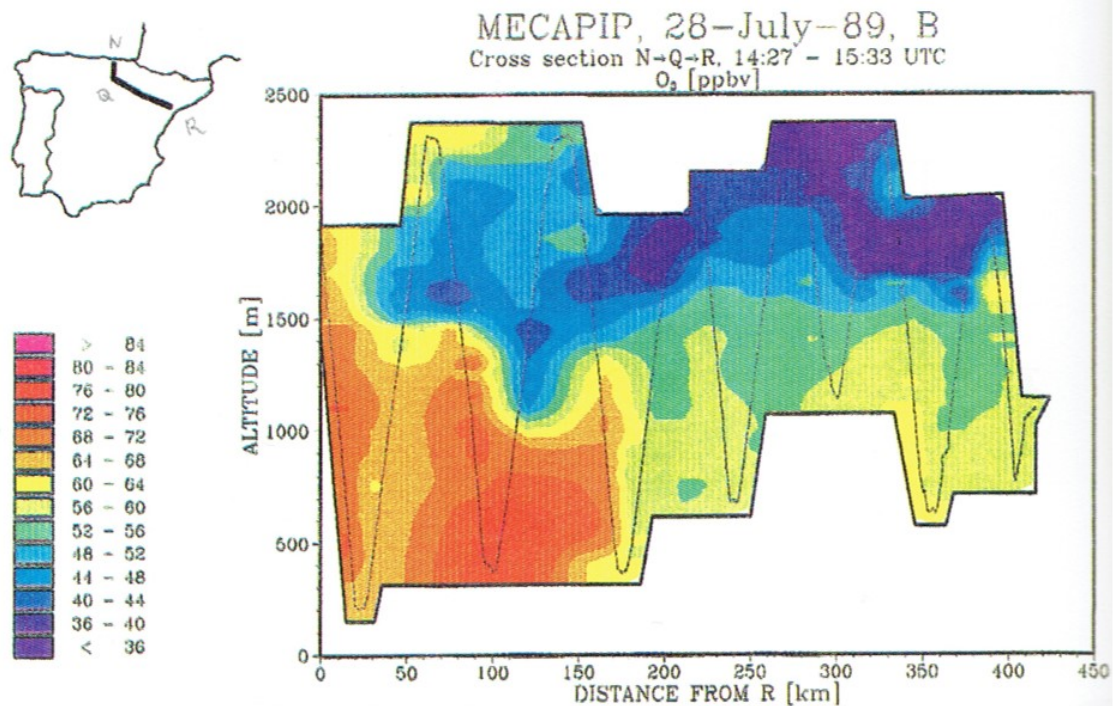
Un método para validar los resultados de un modelo meteorológico es por comparación con medidas experimentales, por ello, las observaciones son un elemento clave para analizar la idoneidad de utilizar una determinada parametrización PBL, especialmente en entornos topográficamente complejo. Sin embargo, las campañas experimentales para este tipo de estudios son muy costosas debido principalmente al despliegue instrumental, la necesidad de personal cualificado y la extensión geográfica y duración de las campañas, y no siempre hay disponibilidad de datos experimentales con la resolución espacial y temporal deseada.

En la cuenca mediterránea, en el marco del Proyecto MECAPIP [14], en 1989 ya se obtuvieron evidencias experimentales del transporte tierra adentro de contaminantes emitidos en la costa y el vapor de agua del mar por la brisa. La penetración de la brisa marina por el Valle del Ebro se observaba a 110-160 km de la costa a través de la medida de concentración de O<sub>3</sub> con un avión instrumentado (Figura 4).

---

<sup>2</sup> <http://www.wrf-model.org>



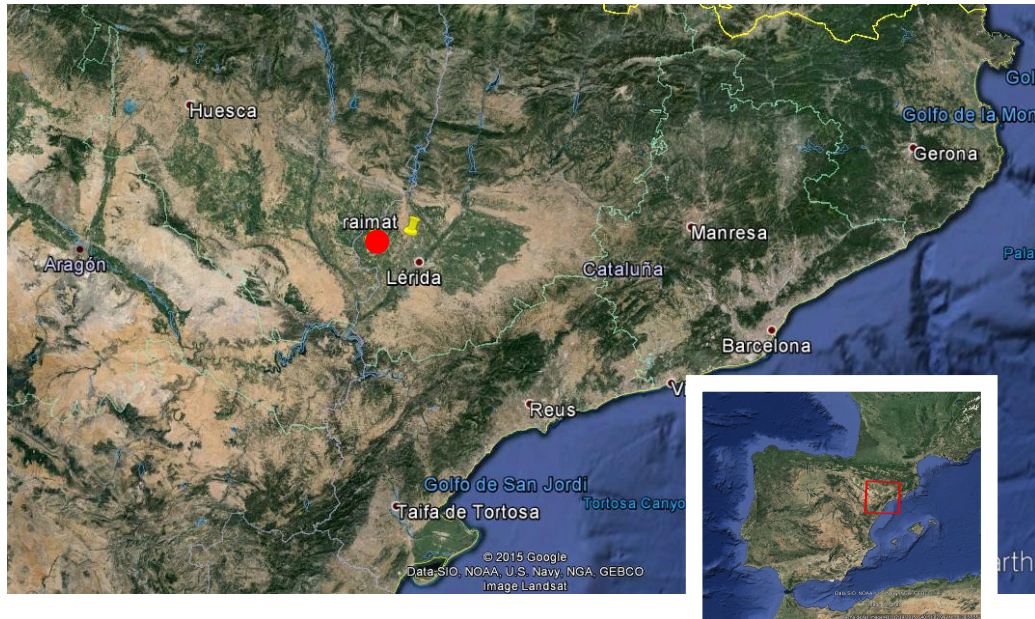


**Figura 4.** Gráfico del Proyecto MECAPIP (1989) que muestra la concentración de ozono medida en la troposfera con un avión instrumentado realizando un vuelo desde la costa donde se emiten los contaminantes hacia el interior siguiendo el valle del Ebro. En el vuelo del día 28 de Julio de 1989, de 14:27 UTC a 15:33 UTC se observan mayores niveles de concentración de ozono a distancias próximas a la costa (origen del gráfico) y un descenso de la concentración de ozono a medida que nos adentramos hacia el interior siguiendo la ruta esquematizada en la esquina superior izquierda. Los valores máximos de concentración de ozono (naranja) se registran en los primeros 150 km desde el mar y hasta los 1500 m de altura [14].

Para este trabajo fin de máster, el Dr. Jose Luis Palau del CEAM, en colaboración con el profesor Dr. Joan Cuxart del Grupo de Meteorología de la Universitat de les Illes Balears han facilitado datos de medidas experimentales realizadas en la población de Raimat (Lleida) (Figura 5) durante los años 2009 y 2010 con este WindRASS. Este equipo de medida facilita perfiles de viento y temperatura virtual entre los 40-360 m de altura, cada 10 minutos y con una resolución vertical de 10 m [6]. Con estas medidas se ha realizado la validación de los datos simulados con el modelo WRF para este trabajo fin de master.

La parte oriental del Valle del Ebro es una zona en la que se realizan estudios de capa límite atmosférica. La cuenca de Lleida, presenta un comportamiento de las variables atmosféricas diferente al resto del valle del Ebro, se considera un entorno topográficamente complejo y se caracteriza por la variedad de escalas en la que se desarrolla la dinámica atmosférica. Lleida se encuentra en una amplia llanura a una altura de 200-300 metros sobre el nivel del mar y es una región considerada terreno complejo por estar bajo la influencia del Mar Mediterráneo, presentar 3 ríos importantes, Ebro, Segre y Circa, estar bordeado por la sierra prelitoral por el este y por los Pirineos por el norte, con pendientes generales en sentido E-O y N-S [38]. En verano, las llanuras irrigadas tienen importantes contrastes térmicos con las laderas secas de las montañas y los vientos son más fuertes que en invierno cuando pueden desarrollarse flujos catabáticos durante la noche produciéndose situaciones de niebla (*radiation fog*) que puede durar varios días [6].





**Figura 5.** Área geográfica objeto de estudio: Raimat (Lleida) al noreste de la Península Ibérica, coordenadas latitud  $41^{\circ} 41' N$  y longitud  $0^{\circ} 34' E$  (punto rojo).

El estudio realizado por *Cuxart et. al, 2011* [6] y otros estudios posteriores [29] basados en medidas experimentales de un RASS-Sodar de Scintec (WindRASS) ubicado en Raimat (Lleida) han permitido el estudio de la dinámica atmosférica en esta región del Valle del Ebro.

# 1. INTRODUCCIÓN

---

El presente trabajo fin de máster se define como un estudio de modelización para analizar el comportamiento de distintas parametrizaciones PBL de un modelo meteorológico bajo forzamientos atmosféricos mesoescalares en un entorno topográficamente complejo.

El estudio se ha realizado con el modelo mesometeorológico WRF, *Weather Research and Forecasting*<sup>3</sup> y dos parametrizaciones PBL de las que incorpora este modelo. Para cada uno de los esquemas PBL se ha evaluado la precisión con la que se simula la dinámica y la estructura de la PBL, comparando los resultados numéricos con observaciones de la estructura vertical de la atmósfera obtenidas a alta resolución espacio-temporal con un WindRASS ubicado en Raimat (Lleida).

El procedimiento de trabajo seguido ha sido el siguiente:

- a. Revisión bibliográfica (*Sección 2 y Sección 3*).
- b. Análisis de la base de datos de observaciones e información meteorológica disponible y selección de escenarios con predominio de procesos meteorológicos mesoescalares (*Sección 4*).
- c. Selección de un caso de estudio cuyo análisis contribuya a dar respuestas a las cuestiones inicialmente planteadas. (*Sección 5*).
- d. Simulaciones numéricas del escenario seleccionado con el modelo WRF bajo diferentes esquemas PBL a una resolución espacial horizontal máxima de 1.2 Km con 4 dominios anidados (*Sección 6*).
- e. Resultados y validación de datos simulados con las observaciones (*Sección 7*).
- f. Generación de conclusiones sobre los esquemas PBL seleccionados y la simulación de los procesos meteorológicos con forzamiento mesoescalar identificados (*Sección 8*).

Una vez analizada la base de datos de medidas de la estructura vertical de la atmósfera en Raimat y revisada la bibliografía, las **principales cuestiones de investigación** que han guiado el desarrollo de este trabajo son las siguientes:

---

<sup>3</sup> <http://www.wrf-model.org>

- ✓ *Las parametrizaciones de capa límite implementadas en el WRF, ¿reproducen de manera adecuada los procesos troposféricos responsables de las variaciones temporales de vapor de agua medidas en el valle donde se encuentra ubicada la estación meteorológica de Raimat?*
  
- ✓ *Si es así, ¿por qué se producen esas variaciones temporales de vapor de agua?, ¿son resultado de la variación diaria y estacional del aporte de vapor de agua desde el suelo?, ¿son resultado, parcial o totalmente, de la advección de vapor de agua procedente del Mar Mediterráneo (debido a la llegada de la brisa marina desde la costa hacia el interior)?*

## 2. PBL

---

### 2.1. CARACTERIZACIÓN VERTICAL DE LA PBL

La PBL se caracteriza por tener un grado de estabilidad variable en tiempo y espacio. En **términos de estabilidad**, la PBL puede constituir una capa inestable (*Convective Boundary Layer*), estable (*Stable Boundary Layer*) o neutra (*Residual Boundary Layer*).

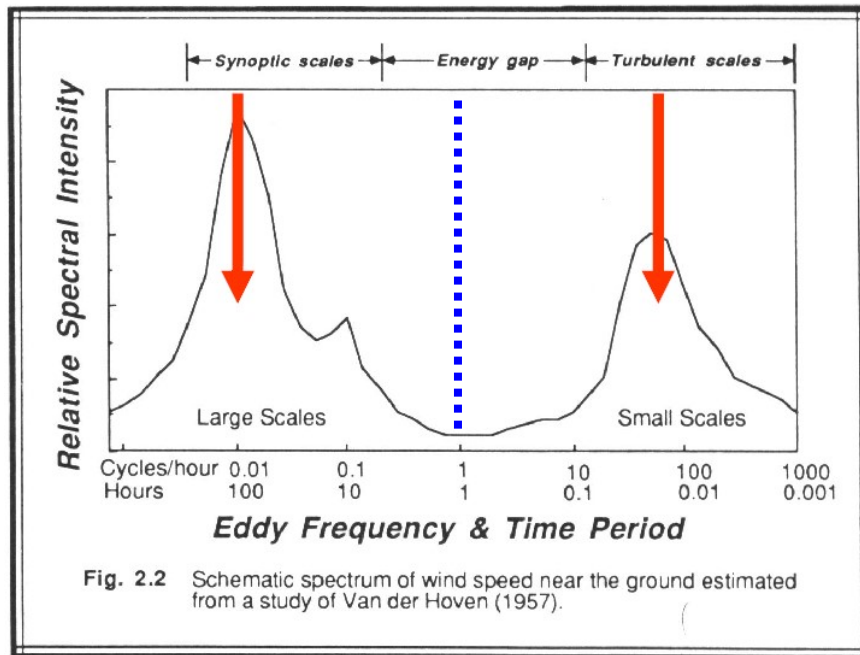
La capa de mezcla (ML, *Mixed Layer*) o capa convectiva (CBL, *Convective Boundary Layer*) se caracteriza por la inestabilidad estática y la convección turbulenta. El movimiento vertical de las estructuras turbulentas depende de la temperatura. En esta capa, los perfiles de temperatura potencial (definida en apartado 7.2), humedad y momento son casi uniformes debido a la fuerte mezcla. El desarrollo de la capa de mezcla se debe al calentamiento del suelo y al arrastre de aire de la capa superior (*entrainment*). En la capa de mezcla, las estructuras turbulentas que ascienden son incapaces de penetrar en una capa de inversión térmica, y esto marca la principal distinción entre la capa límite y la atmósfera libre (*Free Atmosphere*).

La *Stable Boundary Layer* (SBL) se caracteriza por una estabilidad estática. Durante la noche o cuando la superficie se enfría más que el aire que tiene por encima, sólo una ligera turbulencia se genera debido a la cizalladura del viento. Con estas condiciones, por la noche, se forma la NBL (*Nocturnal Boundary Layer*). Se caracteriza por un cesamiento de la turbulencia, los vientos en la superficie se vuelven débiles, pero en altura se pueden acelerar con velocidades supergeostróficas con el desarrollo de jet nocturno o *low-level jet*.

Y finalmente, la *Residual Boundary Layer* (RL), es la capa que resulta conforme se va enfriando la superficie y decae la turbulencia en la ML. La capa resultante tiene estratificación neutra y es una capa residual cuyas condiciones iniciales son las mismas que la ML que le precede. Los contaminantes y la humedad pueden permanecer en la RL si no son advectados.

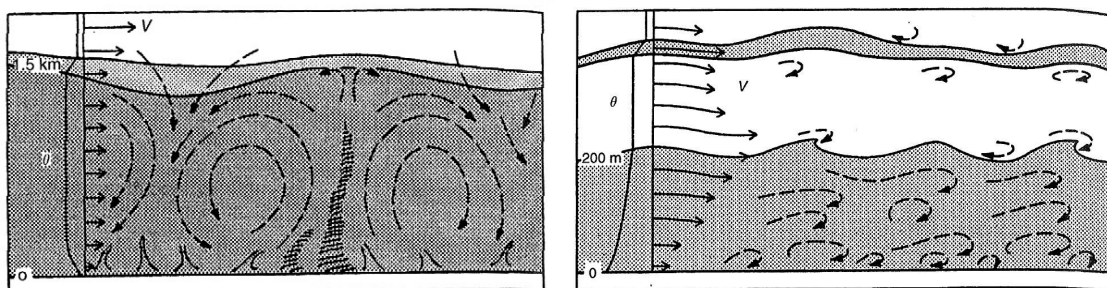
### 2.2. CARÁCTER TURBULENTO DE LA PBL

La principal característica de la capa límite es su carácter turbulento. En contraste con el flujo laminar, los flujos turbulentos manifiestan una enorme variabilidad en sus escalas espaciales y temporales. La turbulencia puede describirse como un conjunto de *eddies* de diferentes tamaños, **espectro de la turbulencia** (*Stull, 1988*). En la Figura 6, se muestra qué tipo y tamaño de *eddies* contribuyen mayoritariamente a la energía cinética turbulenta en la PBL.



**Figura 6.** Espectro de turbulencia. Frecuencia de los diferentes tipos de estructuras turbulentas en la PBL (Van der Hoven, 1957). El primer pico que se encuentra a la izquierda de la figura, corresponde a variaciones de velocidad de viento asociadas al paso de frentes y el segundo pico que se encuentra inmediatamente después, responde al aumento de la velocidad del viento durante el día y su decrecimiento durante la noche. El último pico, a la derecha, corresponde a la microescala.

Para que la activación turbulenta tenga lugar, es necesario un suministro continuo de energía ya sea por calentamiento solar (vía térmica) o por fricción (vía mecánica). El calentamiento solar genera grandes estructuras turbulentas que llegan hasta la altura de la capa límite. La fricción produce cizalladura en el viento y causa remolinos de diferentes tamaños (Figura 7).



**Figura 7.** Esquema de PBL con representación de la turbulencia mediante eddies de diferentes tamaños. Atmósfera convectiva (izquierda) y estable (derecha). (Stull, 1998)

La turbulencia es varios ordenes de magnitud más efectiva en el transporte de escalares y momento que la difusión molecular. Esto permite a la PBL responder a los **forzamientos de la superficie** en escalas de tiempo cortas.

## 2.3. MODELIZACIÓN DE LA PBL

### 2.3.1. ECUACIONES PARA LA PBL

Las ecuaciones que describen el comportamiento de la PBL son un conjunto de ecuaciones en derivadas parciales no lineales que requieren de unas condiciones iniciales y de contorno para ser resueltas. El conjunto de ecuaciones está formado por tres ecuaciones para la *conservación del momento* (ecuaciones de Navier-Stokes), una ecuación para la *conservación de la masa* (ecuación de continuidad), una ecuación para la *conservación de la energía térmica* (ecuación de entalpía), una *ecuación para la conservación del vapor de agua* (ecuación de humedad) y la *ecuación de estado*. Estas siete ecuaciones describen la dependencia espacial ( $x, y, z$ ) y temporal ( $t$ ) de las variables  $u$  (componente longitudinal de la velocidad),  $v$  (componente transversal de la velocidad),  $w$  (componente vertical de la velocidad),  $\rho$  (densidad del aire),  $T$  (temperatura),  $q$  (humedad específica) y  $p$  (presión).

Para resolver las ecuaciones de la PBL, las ecuaciones generales de la dinámica atmosférica se manipulan matemáticamente, se asumen determinadas aproximaciones físicas y se introducen parametrizaciones de variables no conocidas que permiten su resolución. Todo esto es importante conocerlo bien porque establece las condiciones y límites de aplicación de cualquier modelo PBL.

Para el estudio de la ABL, el conjunto de ecuaciones para el promedio y las fluctuaciones aplicada a la Tierra en rotación puede ser simplificado según una serie de aproximaciones que se resume así [2]:

- i. La viscosidad dinámica ( $\mu=\rho\nu$ ) y la conductividad térmica molecular ( $k_T$ ) se pueden considerar constantes (no dependen de la temperatura y la presión).
- ii. El calor generado por efecto de la viscosidad puede ser despreciado en la ecuación termodinámica (fuente de calor despreciable en la ABL).
- iii. En la ABL el fluido se puede considerar incompresible.
- iv. Las fluctuaciones son mucho más pequeñas que las cantidades promedio, es decir,  $p'/p_0$ ,  $T'/T_0$ ,  $\rho'/\rho_0$  y  $\theta'/\theta_0$  son todas  $\ll 1$ .
- v.  $p'/p_0$  puede despreciarse con respecto a  $T'/T_0$  y  $\rho'/\rho_0$ . Despreciar las fluctuaciones de presión es normalmente válido excepto en situaciones de fuertes vientos. Representa la primera parte de la conocida *aproximación de Boussinesq* (las variaciones de densidad resultado de las variaciones de presión son despreciables).
- vi. Las fluctuaciones en la densidad serán significantes solo cuando ocurren en combinación (como producto) con la aceleración debida a la gravedad  $g$ . Esto representa la segunda parte de la *aproximación de Boussinesq* (las variaciones de densidad resultado de las variaciones de temperatura son importantes solo si afectan directamente a la flotabilidad).

Para trabajar la turbulencia, principal característica de la PBL, las ecuaciones generales suelen descomponerse en las ecuaciones promedio y las ecuaciones para las perturbaciones (se separa la parte turbulenta del flujo general) aplicando el *promediado de Reynolds*. A los modelos PBL basados en este procedimiento se les conoce como RANS, *Reynolds Average Navier Stokes equations based model*.

Las ecuaciones generales que describen la PBL (variables promedio y variables asociadas a la turbulencia) se resumen en la Tabla 2.

$\frac{\partial \bar{U}_j}{\partial x_j} = 0$	(s.1)	$\frac{\partial u'_j}{\partial x_j} = 0$	(s.2)
$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial \bar{q}}{\partial x_j} = v_q \frac{\partial^2 \bar{q}}{\partial x_j^2} + \frac{S_q}{\bar{\rho}} - \frac{\partial \bar{u}'_j q'}{\partial x_j}$	(s.3)	$\frac{\partial q'}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial q'}{\partial x_j} + u'_j \frac{\partial \bar{q}}{\partial x_j} + u'_j \frac{\partial q'}{\partial x_j} = v_q \frac{\partial^2 q'}{\partial x_j^2} + \frac{\partial \bar{u}'_j q'}{\partial x_j}$	(s.4)
$\frac{\partial \bar{C}}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial \bar{C}}{\partial x_j} = v_q \frac{\partial^2 \bar{C}}{\partial x_j^2} + \frac{S_c}{\bar{\rho}} - \frac{\partial \bar{u}'_j c'}{\partial x_j}$	(s.5)	$\frac{\partial c'}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial c'}{\partial x_j} + u'_j \frac{\partial \bar{C}}{\partial x_j} + u'_j \frac{\partial c'}{\partial x_j} = v_c \frac{\partial^2 c'}{\partial x_j^2} + \frac{\partial \bar{u}'_j c'}{\partial x_j}$	(s.6)
$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x_j} = v_\theta \frac{\partial^2 \bar{\theta}}{\partial x_j^2} - \frac{1}{\bar{\rho} C_p} \frac{\partial \bar{Q}_j}{\partial x_j} - \frac{L E}{\bar{\rho} C_p} \frac{\partial \bar{u}'_j \theta'}{\partial x_j}$	(s.7)	$\frac{\partial \theta'}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial \theta'}{\partial x_j} + u'_j \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x_j} + u'_j \frac{\partial \theta'}{\partial x_j} = v_\theta \frac{\partial^2 \theta'}{\partial x_j^2} + \frac{\partial \bar{u}'_j \theta'}{\partial x_j} - \frac{1}{\bar{\rho} C_p} \frac{\partial Q'_j}{\partial x_j}$	(s.8)
$\frac{\partial \bar{U}_i}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial \bar{U}_i}{\partial x_j} = -g \delta_{i3} + f_c \epsilon_{ij3} \bar{U}_j - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x_i} + \nu \frac{\partial^2 \bar{U}_i}{\partial x_j^2} - \frac{\partial \bar{u}'_j u'_i}{\partial x_j}$	(s.9)	$\frac{\partial u'_i}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial u'_i}{\partial x_j} + u'_j \frac{\partial \bar{U}_i}{\partial x_j} + u'_j \frac{\partial u'_i}{\partial x_j} = \frac{g \theta'_v}{\bar{\theta}_v} \delta_{i3} + f_c \epsilon_{ij3} u'_j - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial x_i} + \nu \frac{\partial^2 u'_i}{\partial x_j^2} + \frac{\partial \bar{u}'_j u'_i}{\partial x_j}$	(s.10)
$\frac{\partial \bar{u}'_j q'}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial \bar{u}'_j q'}{\partial x_j} + \bar{u}'_i u'_j \frac{\partial \bar{q}}{\partial x_j} + \bar{q}' u'_j \frac{\partial \bar{U}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial (\bar{q}' u'_i u'_j)}{\partial x_j} = g \frac{q' \theta'_v}{\bar{\theta}_v} \delta_{i3} + \frac{1}{\bar{\rho}} \left( \bar{p}' \frac{\partial q'}{\partial x_i} \right) - 2 \epsilon_{u_j q}$		(s.11)	
$\frac{\partial \bar{u}'_i u'_k}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial \bar{u}'_i u'_k}{\partial x_j} = -\bar{u}'_i u'_j \frac{\partial \bar{U}_k}{\partial x_j} - \bar{u}'_k u'_j \frac{\partial \bar{U}_i}{\partial x_j} - \frac{\partial \bar{u}'_j u'_i u'_k}{\partial x_j} + \frac{g}{\bar{\theta}_v} \left[ \delta_{k3} \bar{u}'_i \theta'_v + \delta_{i3} \bar{u}'_k \theta'_v \right] + \frac{p'}{\bar{\rho}} \left( \frac{\partial u'_i}{\partial x_k} + \frac{\partial u'_k}{\partial x_i} \right) - 2 \epsilon_{u u_{i k}}$		(s.12)	
$\frac{\partial \bar{q}^2}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial \bar{q}^2}{\partial x_j} = -2 \bar{q}' u'_j \frac{\partial \bar{q}}{\partial x_j} - \frac{\partial (\bar{u}'_j q'^2)}{\partial x_j} - 2 \epsilon_q$ $\frac{\partial \bar{\theta}^2}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial \bar{\theta}^2}{\partial x_j} = -2 \bar{\theta}' u'_j \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x_j} - \frac{\partial \bar{u}'_j \theta'^2}{\partial x_j} - 2 \epsilon_\theta - \frac{2}{\bar{\rho} C_p} \bar{\theta}' \frac{\partial \bar{Q}'_j}{\partial x_j}$ $\frac{\partial \bar{c}^2}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial \bar{c}^2}{\partial x_j} = -2 \bar{c}' u'_j \frac{\partial \bar{c}}{\partial x_j} - \frac{\partial (\bar{u}'_j c'^2)}{\partial x_j} - 2 \epsilon_c$		(s.13)	
$\frac{TKE}{m} = \bar{e} = \frac{1}{2} (\bar{u}^2 + \bar{v}^2 + \bar{w}^2) = \frac{1}{2} \bar{u}_i^2$	(s.14)	$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial \bar{e}}{\partial x_j} = \delta_{i3} \frac{u'_i \theta'_v}{\bar{\theta}_v} g - \bar{u}'_i u'_j \frac{\partial \bar{U}_i}{\partial x_j} - \frac{\partial \bar{u}'_j e}{\partial x_j} - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial (\bar{u}'_j p')}{\partial x_i} - \epsilon$	(s.15)

**Tabla 2.** Resumen de ecuaciones que describen la PBL.



### 2.3.2. APROXIMACIONES DE CIERRE PARA EL SISTEMA DE ECUACIONES PBL

Las ecuaciones que describen la PBL (Tabla 2) plantean un sistema de ecuaciones con un número de incógnitas superior al de ecuaciones y el sistema se dice que no está cerrado. Esto representa el llamado **problema del cierre** que ha impedido el desarrollo de una teoría consistente de los movimientos turbulentos del aire y que ha abierto vías de desarrollo de procedimientos alternativos de cálculo a partir de teorías o suposiciones semiempíricas que arrastran restricciones importantes que han de tenerse en cuenta a la hora de aplicar tales expresiones en la atmósfera real.

Progn. Eq. for:	Moment	Equation	No. Eqs.	No. Unknowns
$\overline{U_i}$	First	$\frac{\partial \overline{U_i}}{\partial t} = \dots - \frac{\partial \overline{u_i' u_j'}}{\partial x_j}$	3	6
$\overline{u_i' u_j'}$	Second	$\frac{\partial \overline{u_i' u_j'}}{\partial t} = \dots - \frac{\partial \overline{u_k' u_i' u_j'}}{\partial x_k}$	6	10
$\overline{u_i' u_j' u_k'}$	Third	$\frac{\partial \overline{u_i' u_j' u_k'}}{\partial t} = \dots - \frac{\partial \overline{u_l' u_i' u_j' u_m'}}{\partial x_m}$	10	15

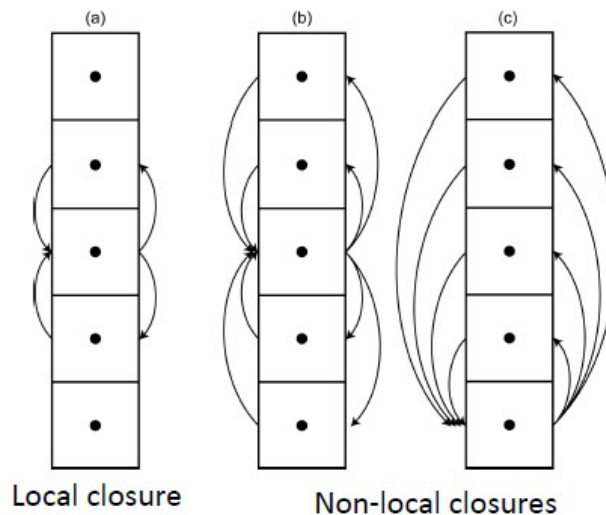
Tabla 3. Aproximaciones de cierre del sistema de ecuaciones. Si aproximamos los momentos de segundo orden, estamos aplicando una aproximación de cierre de primer orden

Para atacar el problema de cierre se planteó la posibilidad de que una variable desconocida en cualquier punto del espacio podría ser parametrizada mediante el conocimiento de variables y/o de gradientes conocidos en ese mismo punto del espacio. Esto se conoce como **aproximación de cierre** y recibe el nombre del orden superior de la ecuación de pronóstico. Así, por ejemplo, en la aproximación de cierre de primer orden (*first order closure*) tendremos 3 ecuaciones y 6 incógnitas:  $\overline{u^2}$ ,  $\overline{v^2}$ ,  $\overline{w^2}$ ,  $\overline{u'v'}$ ,  $\overline{u'w'}$ ,  $\overline{v'w'}$  (Tabla 3). Podemos obtener las ecuaciones de pronóstico para estos términos, pero entonces las nuevas ecuaciones contienen términos de correlación triple. Y si quisiéramos de nuevo obtener las ecuaciones pronóstico aparecerían momentos de cuarto orden y así sucesivamente. Es evidente que cuanto más complejo es el esquema de cierre más recursos computacionales serán necesarios para resolver las ecuaciones.

- Half Order Closure
- First Order Closure:
  - o Teoría K o Gradient Transport Theory
  - o Mixing-length theory (longitud de mezcla)
  - o Other parametrizations of K (TKE)
- One-and-a-half Order Closure
- K-e closure

Existen dos tipos de cierres (Figura 8): 1. Los **esquemas de cierre locales** que comparten la idea de semejanza entre la difusión molecular y el régimen turbulento y ha llegado a ser aplicado hasta el tercer orden; 2. Los **esquemas de cierre no locales**, que consideran que la magnitud desconocida en un punto concreto se puede parametrizar mediante el conocimiento de magnitudes conocidas en otros muchos puntos del espacio. Este esquema supone que la turbulencia es una superposición de remolinos que transportan fluido como en el proceso de advección. Los métodos no locales se han aplicado fundamentalmente para resolver el problema de cierre de primer orden [11].





**Figura 8.** Esquema de cierre local (izquierda) y no local (centro y derecha)

Los cierres locales implican relacionar las variables turbulentas desconocidas en un punto del espacio con magnitudes de valor conocido en ese mismo punto. Esto implica generalmente un flujo de gradiente. Entre los esquemas locales, tenemos la **teoría de semejanza** que es un **esquema de cierre local de orden cero**. Esto significa que la velocidad media del viento, la temperatura, la humedad y otras magnitudes promedio se parametrizan directamente como una función del espacio y del tiempo. Los conceptos fundamentales de la teoría de semejanza fueron establecidos por A. M. Obukhov. Uno de los procedimientos más sencillos de realizar un cierre de orden superior es establecer una relación entre los coeficientes de difusividad y la energía cinética turbulenta (*Mellor y Yamada, 1974*).

### 2.3.2.1. Half Order Closure

Los esquemas *half-order closure* utilizan algunas de las ecuaciones de momento de primer orden. Uno de ellos es el *método bulk*.

### 2.3.2.2. First Order Closure

Parametriza los términos momento de segundo orden. Entre ellos se encuentran la *Teoría K* o teoría del transporte de gradiente, *Teoría de la longitud de mezcla* y otras parametrizaciones de K.

La *Teoría K* parametriza los flujos turbulentos de cualquier variable  $\zeta$  como:

$$\overline{\zeta'u'_j} = -K \frac{\partial \overline{\zeta}}{\partial x_j} \tag{2.1}$$

Donde  $K$  es constante y tiene unidades de  $m^2 s^{-1}$  y recibe el nombre de *coeficiente de difusividad turbulenta* y otros nombres similares por similitud con la difusión molecular. Esta aproximación no responde bien para grandes *eddies*. Considerar  $K$  constante tiene limitaciones especialmente porque es una aproximación válida solo en las proximidades del suelo y sin estratificación.

Otra opción es considerar  $K$  dependiente de la velocidad y establecer una relación de este tipo [17]:

$$K = (kz)^2 \left| \frac{\partial U}{\partial z} \right| f(Ri) \quad ; \quad Ri = \frac{\frac{g \partial \theta}{\partial z}}{\left( \frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial z} \right)^2} \quad (2.2)$$

### 2.3.2.3. One-and-a-half Order Closure

Aumentar el orden del esquema es otra opción, sin embargo algunas aproximaciones utilizan solo parte de las ecuaciones, esto se conoce como esquema de cierre *1.5 order closure*. Un esquema TKE considera la variación de la temperatura (ec. 2.18) y la humedad (ec. 2.12) con momentos de primer orden (ec. 2.22) y la ecuación TKE (ec. 2.30):

$$\frac{\partial \bar{U}_i}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial \bar{U}_i}{\partial x_j} = -g \delta_{i3} + f_c \epsilon_{ij3} \bar{U}_j - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x_i} - \frac{\partial \overline{u'_i w'}}{\partial z} \quad (2.3-1)$$

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x_j} = -\frac{\partial \overline{w' \theta'}}{\partial z} + \text{diabatic terms} \quad (2.3-2)$$

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial \bar{q}}{\partial x_j} = -\frac{\partial \overline{w' q'}}{\partial z} + \text{source / sink terms} \quad (2.3-3)$$

$$\frac{\partial \bar{\epsilon}}{\partial t} = -\overline{u' w'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - \overline{v' w'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} + \frac{g}{\bar{\theta}} \overline{w' \theta'} - \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\overline{w' p'}}{\bar{\rho}} + \epsilon w' \right) - c_\epsilon \frac{\bar{\epsilon}}{l} \quad (2.3-4)$$

*(shear term + buoyancy term + transport dissipation term)*

$$\text{con} \quad \epsilon = c_\epsilon \frac{\bar{\epsilon}}{l}$$

Los esquemas *1.5 order closure* se utilizan preferentemente en condiciones nocturnas. En el modelo meteorológico mesoescalar WRF uno de los esquemas PBL locales de orden 1.5 (*1.5. order closure*) es MYJ (*Janjic, 1994*) que considera:

$$\overline{w' c} = -K \frac{\partial C}{\partial z} \quad K = l \sqrt{TKE} f(Ri)$$

### 2.3.2.4. K-e closure

Los esquemas TKE pueden aumentar en complejidad en función de los términos y parametrizaciones que incorporen. Así, un esquema *K-ε closure* estaría definido con las ecuaciones 2.33-1, 2.33-2, 2.33-3 y la ecuación 2.33-4 que puede ir aumentando su complejidad según la expresión que tome el término  $\epsilon$  (*disipation rate*):

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = -\overline{u'w'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - \overline{v'w'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} + \frac{g}{\theta} \overline{w'\theta'} - \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{w'p'}{\rho} + ew' \right) - \epsilon \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = sources + sinks + transport + \dots$$

### 2.3.2.5. ESQUEMAS NO LOCALES

Los aspectos no locales de los esquemas PBL, parece que son importantes para representar de forma más realista el carácter convectivo de la CBL, más que un elevado orden de cierre para un esquema TKE. La aproximación de esquema de cierre no local incorpora términos que son importantes para simular el transporte de la turbulencia convectiva a gran escala (*counter-gradient*). Por tanto, un reparto realista de los flujos entre componentes locales y no locales es crítico para reproducir la mezcla de la CBL y su altura (*Pleim, 2007*).

En el modelo meteorológico mesoescalar WRF, encontramos esquemas no locales de cierre de primer orden basados en la teoría K, como MRF (*Hong and Pan, 1996*) y YSU (*Hong, Noh and Dudhia, 2006*). MRF incorpora los efectos no locales añadiendo un término extra en la parametrización del flujo turbulento (*counter-gradient method*) y el esquema YSU es una versión extendida de MRF que incluye transporte no-local para el momento y considera el proceso de *entrainment*<sup>4</sup>.

$$\overline{w\theta} = -K \left( \frac{\partial \theta}{\partial z} - v_{NL} \right) \quad v_{NL} = C \frac{\overline{w\theta_z}}{w_s h} \quad K = \frac{ku_z}{\phi_m} \left( 1 - \frac{z}{h} \right)^2 \quad (2.4)$$

Los esquemas locales no reproducen los efectos del *entrainment* y el transporte vertical en la CBL entre distintos estratos. Por ello es frecuente encontrar esquemas locales que incorporan términos que incorporan estos procesos: *Counter-gradient* y *Entrainment process*.

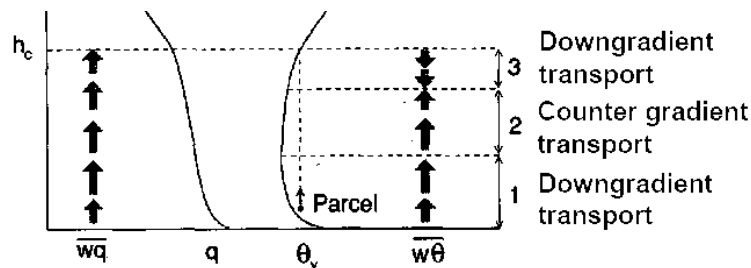


Figura 9. Esquema del counter gradient transport [17]

<sup>4</sup> El *entrainment* se define de forma genérica como un proceso de mezcla a pequeña escala en la interfase de dos fluidos, uno en estado turbulento, y otro en reposo.

# 3. MODELO METEOROLÓGICO WRF Y ESQUEMAS PBL

---

## 3.1. MODELO METEOROLÓGICO MESOESCALAR WRF

El modelo WRF, *Weather Research and Forecasting*<sup>5</sup>, es un modelo meteorológico mesoescalar que sirve a una gran variedad de aplicaciones desde escalas de decenas de metros a miles de kilómetros. El desarrollo del modelo se inició a finales de los años 90 y fue un trabajo colaborativo entre varias organizaciones (National Center for Atmospheric Research (NCAR), National Oceanic and Atmospheric Administration, Air Force Weather Agency (AFWA), Naval Research Laboratory, University of Oklahoma, and the Federal Aviation Administration (FAA)). En la actualidad continúa siendo un modelo abierto que cuenta con una comunidad de más de 30.000 usuarios registrados repartidos en unos 150 países. WRF ofrece predicción meteorológica en operativo mientras que provee de los últimos avances científicos obtenidos por la comunidad científica internacional en los campos de la física, métodos numéricos y asimilación de datos. La división *Mesoscale and Microscale Meteorology* (MMM) de NCAR ofrece soporte a la comunidad de usuarios y mantienen el código del WRF. A fecha de redacción de la memoria, la versión más reciente es la 3.7.1 (agosto, 2015)<sup>6</sup>.

El WRF es un modelo compresible y no hidrostático (con opción de ejecutarlo como hidrostático). Su coordenada vertical es una coordenada de presión hidrostática que sigue el terreno y el mallado es Arakawa C-grid. Utiliza el esquema de integración temporal Runge-Kutta de segundo o tercer orden y esquemas de advección de segundo a sexto orden en la horizontal y vertical.

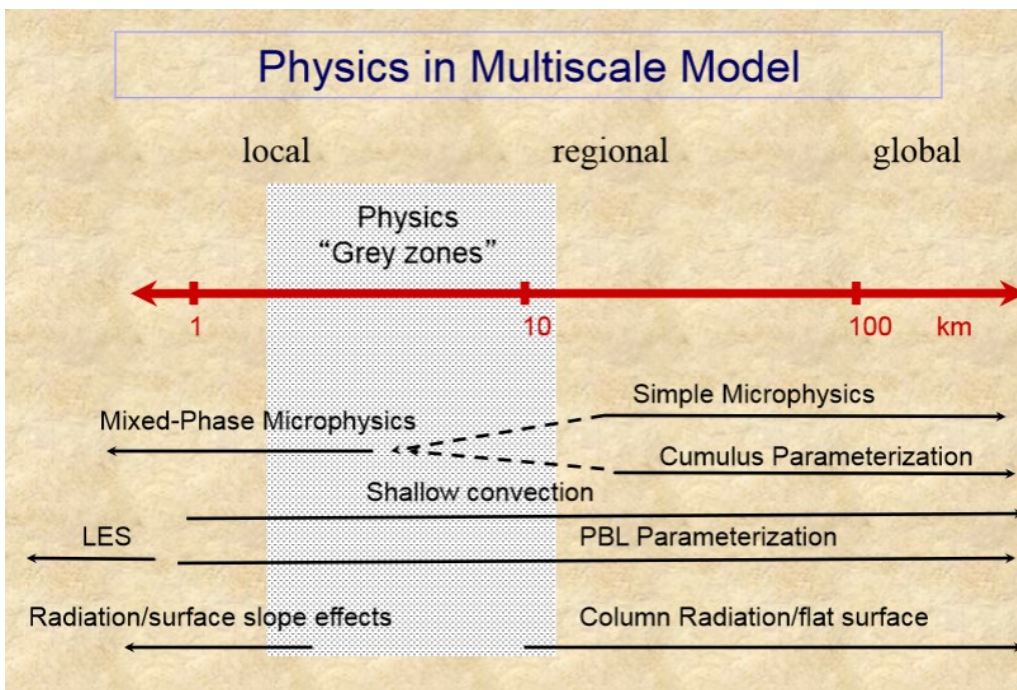
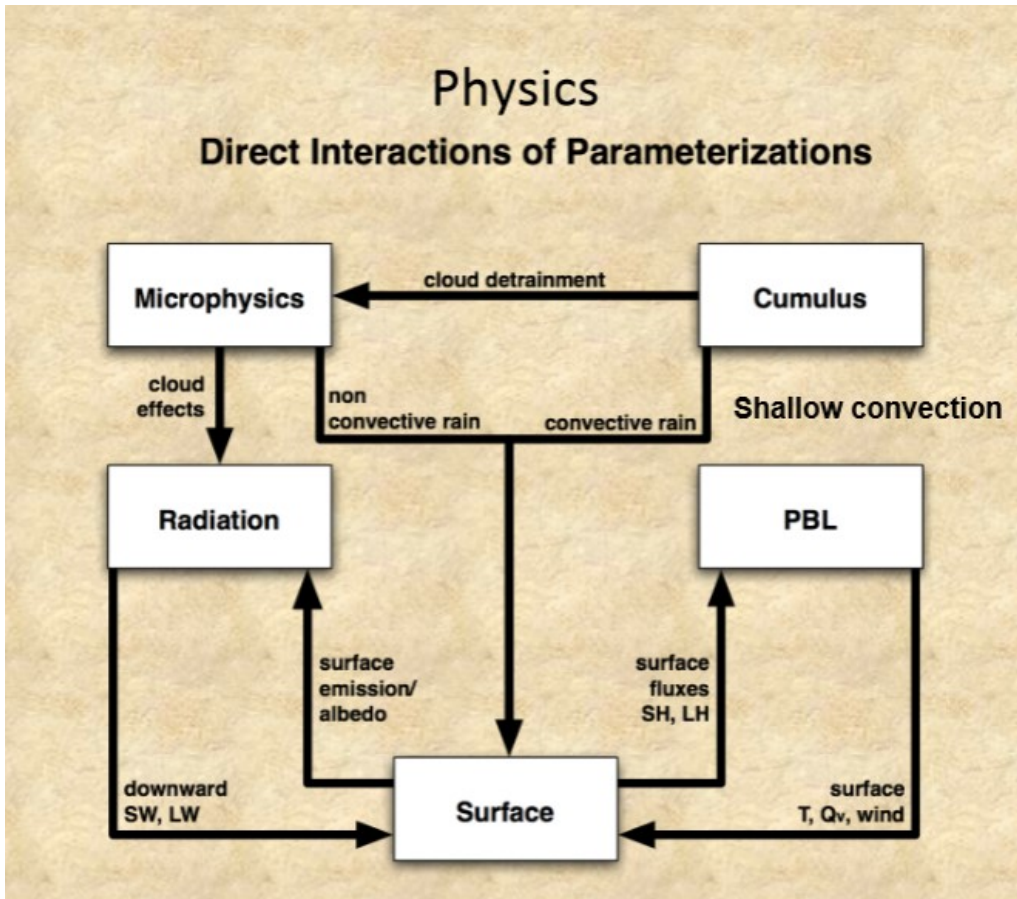
El modelo ofrece una gran variedad de parametrizaciones para los procesos físicos que incorpora:

- *Longwave Radiation*
- *Shortwave Radiation*
- *Surface Layer*
- *Land Surface*
- *Planetary Boundary layer*
- *Cumulus Parameterization*

---

<sup>5</sup> <http://www.wrf-model.org>

<sup>6</sup> Las simulaciones realizadas para este trabajo han sido realizadas con WRF versión 3.6.1.



**Figura 10.** Parametrizaciones físicas en el modelo WRF (arriba) Interacciones y escalas (abajo). WRF Advanced Usage and Best Practices. Jimy Dudhia, Wei Wang, NCAR/MMM. [http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/workshops/WS2014/ppts/best\\_prac\\_wrf.pdf](http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/workshops/WS2014/ppts/best_prac_wrf.pdf)

### 3.2. ESQUEMAS PBL EN EL MODELO MESOESCALAR WRF

El modelo meteorológico WRF incorpora los siguientes esquemas PBL (Figura 11):

<i>PBL Scheme</i>	<i>Reference</i>	<i>Added</i>
<i>YSU</i>	<i>Hong, Noh and Dudhia (2006, MWR)</i>	<i>2004</i>
<i>MYJ</i>	<i>Janjic (1994, MWR)</i>	<i>2000</i>
<i>GFS</i>	<i>Hong and Pan (1996, MWR)</i>	<i>2005</i>
<i>QNSE</i>	<i>Sukoriansky, Galperin and Perov (2005, BLM)</i>	<i>2009</i>
<i>MYNN2</i>	<i>Nakanishi and Niino (2006, BLM)</i>	<i>2009</i>
<i>MYNN3</i>	<i>Nakanishi and Niino (2006, BLM)</i>	<i>2009</i>
<i>ACM2</i>	<i>Pleim (2007, JAMC)</i>	<i>2008</i>
<i>BouLac</i>	<i>Bougeault and Lacarrere (1989, MWR)</i>	<i>2009</i>
<i>UW</i>	<i>Bretherton and Park (2009, JC)</i>	<i>2011</i>
<i>TEMF</i>	<i>Angevine, Jiang and Mauriten (2010, MWR)</i>	<i>2011</i>
<i>GBM</i>	<i>Grenier and Bretherton (2001, MWR)</i>	<i>2013</i>
<i>MRF</i>	<i>Hong and Pan (1996, MWR)</i>	<i>2000</i>

**Figura 11.** Summary of PBL Physics Options (WRF model). Sombreadas en gris las parametrizaciones seleccionadas para este estudio: ACM2 y BouLac

[http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user\\_guide\\_V3/users\\_guide\\_chap5.htm#summary](http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user_guide_V3/users_guide_chap5.htm#summary)

La revisión bibliográfica realizada ha permitido obtener las principales características de los esquemas PBL que incorpora el modelo meteorológico mesoescalar WRF (aproximaciones realizadas y principal aplicación):

<i>YSU</i>
<p>El esquema YSU (Yonsei University scheme) es un esquema no local basado en la Teoría K (modelo de difusión vertical) con un tratamiento específico para la capa de superior de la PBL que considera el proceso de entrainment y perfil parabólico de K para la capa de mezcla (<i>bl_pbl_physics</i> = 1).</p> <p>Permite añadir una corrección topográfica (<i>topo_wind</i>: = 1) Topographic correction for surface winds to represent extra drag from sub-grid topography and enhanced flow at hill tops (<i>Jimenez and Dudhia, JAMC 2012</i>).</p> <p>Resuelve bien los escenarios convectivos porque resuelve la mezcla excesiva que generan otros esquemas (como el MRF) en presencia de fuertes vientos. YSU reproduce mejor la convección, la reduce, la inhibe porque la diluye con la entrada de aire por entrainment, especialmente cuando los</p>



frentes desencadenan la convección.

En modelización de la calidad del aire, parece interesante trabajar con los esquemas PBL: YSU, MYJ y ACM2 <sup>7</sup>.

### MYJ

El esquema *Mellor-Yamada-Janjic* (MYJ) es un esquema TKE (one-dimensional prognostic turbulent kinetic energy scheme) basado en una aproximación de mezcla vertical local. Predecesor del ETA model. Ofrece buenos resultados sobre los océanos porque incluye una capa marina viscosa y convectiva. Mejora episodios de precipitación en verano sobre océanos.

Los esquemas MYJ y YSU han sido ampliamente utilizados en predicción meteorológica. En modelización de la calidad del aire, es muy importante simular con precisión el campo de viento y el mixing ratio próximo a la superficie.

### QNSE

El esquema *Quasi-Normal Scale Elimination* (QNSE) se basa en un método de cierre espectral (alternativa al método RANS) y resuelve la turbulencia en regiones con estratificación estable. Los flujos estratificados estables se caracterizan principalmente por anisotropía espacial y por la interacción con ondas internas. Ambos fenómenos son no lineales y representan un reto para los métodos RANS. El modelo reconoce la anisotropía horizontal introducida por la estratificación estable y es adecuado para estudiar ondas internas en presencia de turbulencia. QNSE es un esquema local de orden 1.5 que supone una modificación de MYJ porque tienen en cuenta el transporte por ondas y utiliza una función  $f(R_i)$ .

Este modelo PBL es un modelo de cierre espectral donde los modos son gobernados por la ecuación de Langevin. Los parámetros del mapping son calculados usando un proceso sistemático sucesivo de promediado de pequeñas estructuras de velocidad y temperatura. El sucesivo promediado se extiende a escalas mayores. Supone un sucesivo proceso de eliminación de las pequeñas escalas para ir hacia las escalas mayores. Libre de coeficientes empíricos. La viscosidad y difusividad vertical las toma a partir del análisis espectral.

Testeado sobre sea ice.

### MYNN

Con las siglas MYNN se conoce el esquema PBL denominado *Mellor-Yamada Nakanishi and Niino* que puede ser MYNN2.5 o MYNN3. Ambos predicen la TKE con un orden de cierre 2.5 o 3. En el caso de MYNN3 se predicen también los términos de momento de segundo orden. Testeado haciendo simulaciones regionales de advección de niebla sobre el norte de Japón.

Los esquemas MYNN son no locales, utilizan esquemas de cierre de tercer orden con momentos de segundo orden que dan cuenta del proceso de difusión “countergradient” (transporte no-local). El elevado número de ecuaciones de un modelo de este tipo se reduce introduciendo simplificaciones según el grado de anisotropía pero sin perder los efectos de la flotabilidad [25]. MYNN 2.5 incluye una ecuación pronóstico para TKE y MYNN 3 es el esquema de tercer orden completo con un adecuado esquema computacional. Incorporan la ecuación de pronóstico para turbulent length scale y un número mínimo de constantes (Nakanishi, 2001), un esquema parcial de condensación (Nakanishi and Niino, 2004), mejorada estabilidad numérica y demostrada predicción realista de advección de niebla (Nakanishi and Niino, 2006).

<sup>7</sup> [http://www.mmm.ucar.edu/mm5/workshop/ws04/Session1/Pagowski.Mariusz\\_web.pdf](http://www.mmm.ucar.edu/mm5/workshop/ws04/Session1/Pagowski.Mariusz_web.pdf)

## ACM2

*Asymmetric Convective Model*, ACM2, es un modelo que combina la aproximación no local para *upward mixing* y local para *downward mixing*. Por ello se le conoce como un modelo híbrido: Local closure eddy diffusion scheme + Nonlocal closure model (Pleim & Chang, 1992)

Los esquemas locales no funcionan bien en condiciones convectivas por ello el carácter no local se introduce a un modelo local con un término de ajuste de gradiente como hace el esquema ACM2 o con una matriz (Transilient Matrix). ACM2 utiliza un término de ajuste y así es capaz de reproducir los fenómenos de gran escala (“supergrid”) y las componentes de la turbulencia de escala “subgrid”, en condiciones convectivas.

Los esquemas PBL predecesores del ACM2 son *Blackadar* (simple nonlocal closure models) que dio lugar al ACM1 (Transilient model) y posteriormente al ACM2 (nonlocal transport + local transport).

En Pleim, 2006, se testea el modelo ACM2 y se muestra que el esquema simula bien la altura de la PBL, los perfiles de las principales cantidades y los valores de superficie. Funciona bien reproduciendo parámetros meteorológicos: temperatura potencial, humedad, viento y concentraciones químicas. Si además se utiliza con el esquema de superficie Pleim, es capaz de replicar bien el nocturnal jet y la capa convectiva.

Por todo ello, la principal aplicación de este esquema son escenarios convectivos y estudios de calidad del aire. Ha sido testado en diferentes escenarios y bajo diferentes condiciones. El modelo ACM2 ha sido muy utilizado en el modelo CMAQ para simular O<sub>3</sub> y PM<sub>2.5</sub>.

## BouLac

El esquema PBL denominado *Bougeault-Lacarrère* es un modelo TKE de orden 1.5 en el que los momentos de segundo orden se introducen con expresiones diferentes dependiendo del tipo de estabilidad. Incluye un término de corrección *counter-gradient*. Está diseñado para ser utilizado con *BEP urban model*.

La principal característica es que el esquema tiene en cuenta la turbulencia inducida por la orografía y que resuelve la propagación de ondas internas. La parametrización de los intercambios de calor y momento se convierte en un difícil problema en áreas montañosas porque la dinámica de ondas de gravedad generadas por el terreno pueden aumentar la cizalladura del viento o decrecer la estabilidad estática ayudando por tanto a generar turbulencia, lo que está relacionado por la estructura de ondas.

La influencia de ondas de gravedad en la turbulencia se ha de considerar en la parametrización para obtener buenos resultados numéricos. El esquema *BouLac* proporciona un buen comportamiento dinámico por la buena distribución espacial de la cizalladura y la estabilidad estática, que son los principales parámetros de la turbulencia inducida por la orografía.

## TEMF

*Total Energy - Mass Flux* (TEMF) es un esquema *Sub-grid total energy prognostic variable* más *mass-flux type shallow convection*. Considera *cloud-layer* y se utiliza para\_escenarios con cúmulos poco profundos.

Ofrece perfiles realistas para condiciones “shallow cumulus” (nubes poco profundas). Este tipo de nubes son frecuentes y tienen importantes efectos en el transporte vertical de calor, humedad y contaminantes.



### *GBM*

El esquema *Grenier-Bretherton-McCaa* es un modelo TKE de orden 1.5 con parametrización para el proceso de *entrainment* de la capa alta de la PBL (Turner-Deardorff entrainment parametrization). Testeado en casos cloud-topped.

Funciona bien en situaciones de convección seca. Ofrece simulaciones precisas de cloud-tapped boundary layers. Permite un tratamiento más realista de stratocumulus-capped boundary layer. Resuelve el problema de cloud cover and boundary layer structure en regiones de estratocúmulos marinos persistentes, particularmente en subtrópicos.

### *MRF*

El esquema MRF es la versión original de YSU. Modelo local basado en Teoría K con ajuste no local basado en el término *counter gradient*. Aplicación: predicción de precipitaciones.

PBL MODELS											
Acronym	Reference	Reynolds-averaged Navier-Stokes equations-based model	Spectral model	1st order closure	order closure > 1	Local	Nonlocal	Counter gradient transport	Entrainment treatment	Observations	Applications
<b>MYJ</b>	Janjic, 1994	X			X (1.5-order)	X				Predecesor Eta model	Sobre océanos. Incluye una capa marina viscosa y convectiva.
<b>MRF</b>	Hong and Pan, 1996	X		X		X	X	X		K-approach. El carácter no local se lo da el término de ajuste de gradiente	Predicción de precipitaciones
<b>BouLac</b>	Bougeault and Lacarrere, 1989	X			X (1.5-order)	X		X			Eventos con turbulencia inducida por la orografía (áreas montañosas con presencia de ondas de gravedad)
<b>GBM</b>	Grenier and Bretherton, 2001	X			X (1.5-order)	X	X		X	Dependencia de la resolución vertical. Basado en MYJ.	Dry convection cases. Stratocumulus capped boundary layer.
<b>QNSE</b>	Sukoriansky, 2005		X		X	X				Modified version of MYJ. Spectral closure-based K-e model / 1.5 order closure.	Stable boundary layer. Turbulent shear flows with stable stratification. Tested over sea ice.
<b>YSU</b>	Hong et al., 2006	X		X		X	X	X	X	K-approach. Mejora MRF	Escenarios convectivos (convección desencadenada por frentes)
<b>MYNN2</b>	Nakanishi and Niino, 2006	X			X		X	X		(Mellor–Yamada–Nakanishi–Niino) mejora el modelo local Mellor-Yamada. Esquemas de cierre de tercer orden, MYNN3 incluye momentos de segundo orden.	Predicción regional de advección de niebla.
<b>MYNN3</b>	Nakanishi and Niino, 2006	X			X		X	X			Testeado sobre el norte de Japón.
<b>ACM2</b>	Pleim, 2007	X		X		X	X			No local con término de ajuste de gradiente. Predecesores: Blackadar, ACM1	Escenarios convectivos. Estudios calidad del aire (Surface scheme).
<b>TEMF</b>	Angevine et al., 2010	X			X						Escenarios con cumulos poco profundos

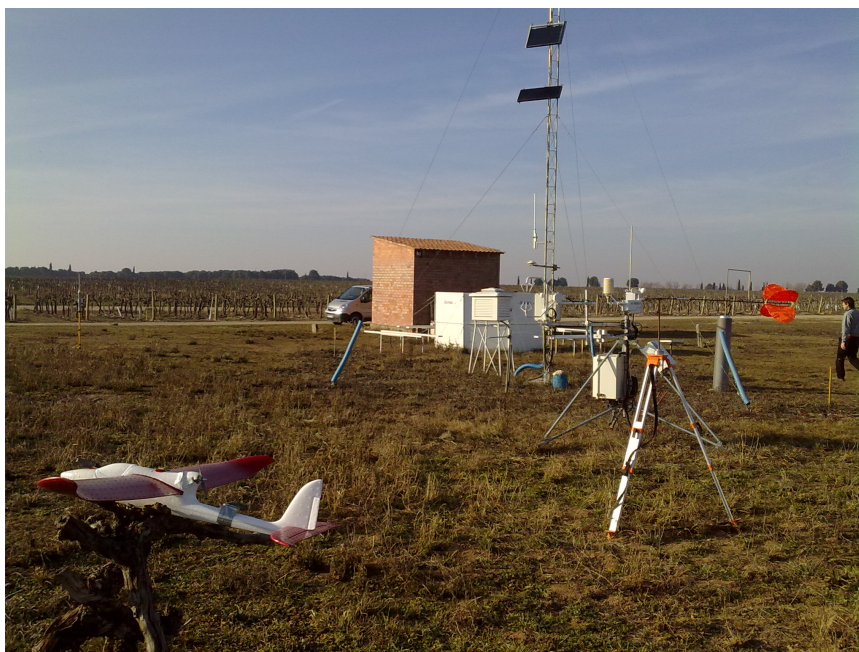
Figura 12. Principales características de los esquemas PBL incluidos en el modelo meteorológico mesoescalar WRF. Elaboración propia basada en bibliografía consultada.

## 4. BASE DE DATOS DE OBSERVACIONES

---

Para la realización de este estudio se ha contado con la colaboración del Dr. Jose Luis Palau del CEAM y el profesor Dr. Joan Cuxart del Grupo de Meteorología de la Universitat de les Illes Balears que han facilitado datos de medidas experimentales realizadas con un WindRASS de Scintec en la población de Raimat (Lleida) durante los años 2009 y 2010 [6]. Esta base de datos ha permitido la evaluación de la precisión con la que se simula la dinámica y la estructura de la PBL por comparación de los resultados numéricos el modelo con medidas experimentales de la estructura vertical de la atmósfera para una selección de días que constituyen el caso de estudio del trabajo (*Sección 5*).

El instrumento WindRASS ubicado en la posición geográfica dada por las coordenadas 41° 41' N, 0° 34' E (Figura 5) ofrecía medidas experimentales de diferentes parámetros meteorológicos de la estructura vertical de la atmósfera en ese punto.



**Figura 13.** Despliegue instrumental en el área de Raimat durante campañas experimentales intensivas realizadas en Febrero 2011. Fotografía facilitada por CEAM.

Se disponía de una estación de balance (EB) que facilitaba medidas adicionales al WindRASS (Anexo II) aunque para este estudio solo se han utilizado las medidas del instrumento WindRASS. Además, durante los años 2009, 2010 y 2011, la UiB en colaboración con el CEAM realizaron varias campañas experimentales intensivas en el mismo punto que incluían sondeos meteorológicos, entre otros (Figuras 13 y 14). Un estudio con mayor detalle podría incluir todas estas medidas, así como la información de las estaciones meteorológicas de la red catalana de meteorología y sondeos meteorológicos de aeropuertos próximos.



**Figura 14.** Despliegue instrumental en el área de Raimat durante campañas experimentales intensivas realizadas en verano Julio 2010. Fotografía facilitada por CEAM.

La *Sección 4.1.* incluye la descripción del instrumento de medida WindRASS y su principio de medida. Los datos experimentales facilitados han sido procesados con el objetivo principal de normalizar el formato de los diferentes códigos utilizados y darle a la base de datos el formato adecuado (Grads<sup>8</sup>) para facilitar la comparación con datos simulados. La *Sección 5.2* ofrece el detalle de la base de datos generada para este estudio.

---

<sup>8</sup> GrADS, Grid Analysis and Display System, <http://iges.org/grads/>



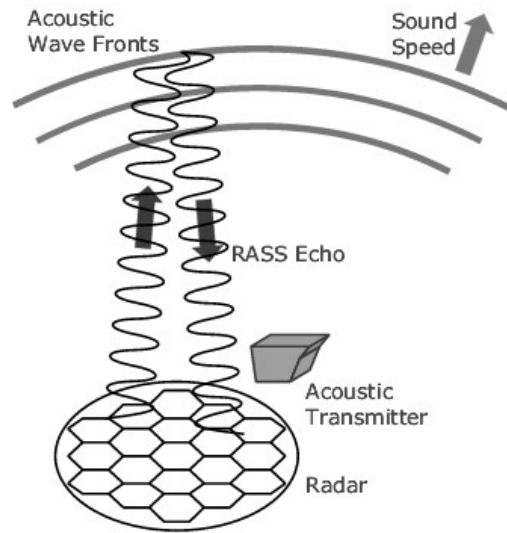
*Figura 15. Instrumento WindRASS instalado en el área de Raimat.*

#### **4.1. INSTRUMENTO WindRASS**

El sistema *Radio Acoustic Sounding System* (RASS) extensión del sodar de Scintec es un instrumento que determina perfiles de temperatura virtual en la capa límite con elevada resolución espacial y temporal. Un **WindRASS** (RASS-Sodar) es un dispositivo de detección remota que mejora el convencional RASS utilizado solo para medir temperatura. WindRASS combina ondas sonoras y ondas electromagnéticas para facilitar perfiles de temperatura virtual y de viento (Figura 16).

El sistema emite ondas sonoras con un sodar y ondas electromagnéticas radio con dos antenas emisor-receptor. La variación de densidad generada por las ondas sonoras afecta a las ondas electromagnéticas. Las ondas electromagnéticas radio emitidas por una antena son dispersadas por las ondas sonoras y la señal electromagnéticas reflejada es capturada por la segunda antena y analizada. El retraso en el tiempo de recorrido de la señal permite calcular el perfil de la velocidad del sonido y con ello el perfil de viento y la temperatura virtual.

Los sistemas de medida remotos como el WindRASS se basan en el análisis de las fluctuaciones del índice de refracción de la señal emitida y recibida. En la baja troposfera las fluctuaciones del índice de refracción están principalmente debidas a las fluctuaciones en la humedad específica [9].



**Figura 16.** RASS measuring principle: A radar echo is backscattered at the acoustic wave front generated with an acoustic transmitter. The virtual temperature can be derived from the Doppler shift of the radio echo. [10]

#### 4.1.1. PRINCIPIO DE MEDIDA. TEORÍA RASS.

Las señales del RASS son registradas en el receptor si la onda sonora caracterizada por la longitud de onda  $\lambda_a$  y la onda electromagnética caracterizada por la longitud de onda  $\lambda$  cumplen la condición de Bragg (Ecuación 4.1).

$$\lambda = 2\lambda_a \quad (4.1)$$

Solo en este caso las reflexiones de las ondas sonoras emitidas se suman coherentemente y son suficientemente fuertes para ser detectadas. Las ondas electromagnéticas recibidas  $f$  sufren un desplazamiento en frecuencia por efecto Doppler con respecto a la frecuencia de la señal electromagnética emitida  $f_0$ ,

$$\Delta f = -2 \frac{c_a + w}{c} f_0 \quad (4.2)$$

Para velocidad vertical de viento conocida  $w$ , velocidad de las ondas electromagnéticas en el aire  $c$ , y frecuencia electromagnética emitida  $f_0$ , podemos deducir la velocidad del sonido  $c_a$  con la medida del desplazamiento Doppler. La información de la altura se obtiene con la Ecuación (4.1), la cual introducida en la Ecuación 4.2 genera la siguiente expresión:

$$\Delta f = -f_a - 2 \frac{w}{c} f_0 \quad (4.3)$$

Donde  $f_a$  es la frecuencia de la señal acústica de la parte del tren de ondas que cumple la condición de Bragg en el momento de la recepción de la señal electromagnética. Como hay control sobre las frecuencias del emisor de señales sonoras podemos deducir la posición del elemento del tren de ondas en cuestión y por tanto tener conocimiento de la velocidad del sonido en función de la posición vertical sobre el Sodar/RASS. El perfil vertical de temperatura se deriva utilizando la expresión 4.4 que relaciona la temperatura  $T$  (Kelvin), la relación de mezcla  $r$  (g/g) y la velocidad del sonido  $c_a$  (m/s):

$$c_a = 20.067 \sqrt{T(1 + 0.61r)} \quad (4.4)$$

El radicando de la Ecuación 4.4 se conoce como Temperatura virtual,  $T_v$ :

$$T_v = T(1 + 0.61r) \quad (4.5)$$

Por tanto,  $T_v$  es accesible directamente con la medida del RASS. Si la humedad específica  $q$  es conocida en función de la altura, asumiendo mezcla perfecta, con las medidas del suelo, entonces la  $T$  puede deducirse en función de la altura.

Si no se dispone de medidas de  $q$  entonces es posible sustituir la humedad relativa  $h$  y la presión del aire  $p$ , lo que determina  $q$  a través de la Ecuación 4.6.



$$q = 0.622h \frac{e^*}{p - 0.378e^*} \quad (4.6)$$

Donde  $e^*$  es la presión de vapor de saturación en  $Pa$ , que se obtienen con la siguiente aproximación (Bolton, 1980):

$$e^* = 6.112 \exp\left(\frac{17.67(T - 273.15)}{T - 29.65}\right) \quad (4.7)$$

El **mixing ratio**  $r(g/g)$  está relacionado con la humedad específica a través de la Ecuación 4.8. Por tanto, se deduce que  $q \approx r$  para valores de  $r$  pequeños.

$$q = r \frac{1}{1 + r} \quad (4.8)$$

Para nuestro análisis, no conocemos el valor de  $h$ ,  $T$ ,  $p$  pero tenemos  $T$  y  $T_v$  como output del sistema y ambas en función de la altura. Por tanto, se utilizarán para deducir la humedad específica  $q$  según Ecuación 4.5 y Ecuación 4.8. Esta magnitud,  $q$ , será importante en nuestro estudio para relacionar la humedad en el área de Raimat con la entrada de vapor de agua procedente del mar durante el régimen de viento de brisa marina.

Pero, según lo expuesto, el perfil vertical de la humedad específica ( $q$ ), sólo se puede calcular a partir de los valores de  $T_v$  (medido directamente por el RASS) y de  $T$  (procesado de medidas directas del RASS).

El sistema de medida RASS calcula automáticamente los perfiles verticales de  $T$ , a partir de un valor fijo (constante con la altura) y predefinido por el operador del equipo. En este caso, el valor de la Humedad Relativa estaba configurado como 50% (siendo este considerado constante con la altura).

Esta suposición del modo de operación del RASS (Humedad Relativa constante con la altura e igual al 50%), ¿hasta qué punto afecta a los valores estimados de  $q(z)$ ? Cabría plantearse cómo se han de corregir los valores de la distribución vertical de  $q$  (caso de que fuera necesario), para tener en cuenta la eventual variación de humedad relativa con la altura presente en la vertical del emplazamiento de medida durante las medidas.

Dado que no se dispone de medidas directas del perfil vertical de humedad relativa, durante esta investigación se realizó un análisis de sensibilidad de la dependencia de  $T$  con la humedad relativa; es decir, se constató que el error en la estimación de  $T(z)$  por el hecho de asumir una distribución vertical de HR constante e igual a 50% era despreciable dentro del rango de temperaturas en el que se desarrolló la campaña de medidas.

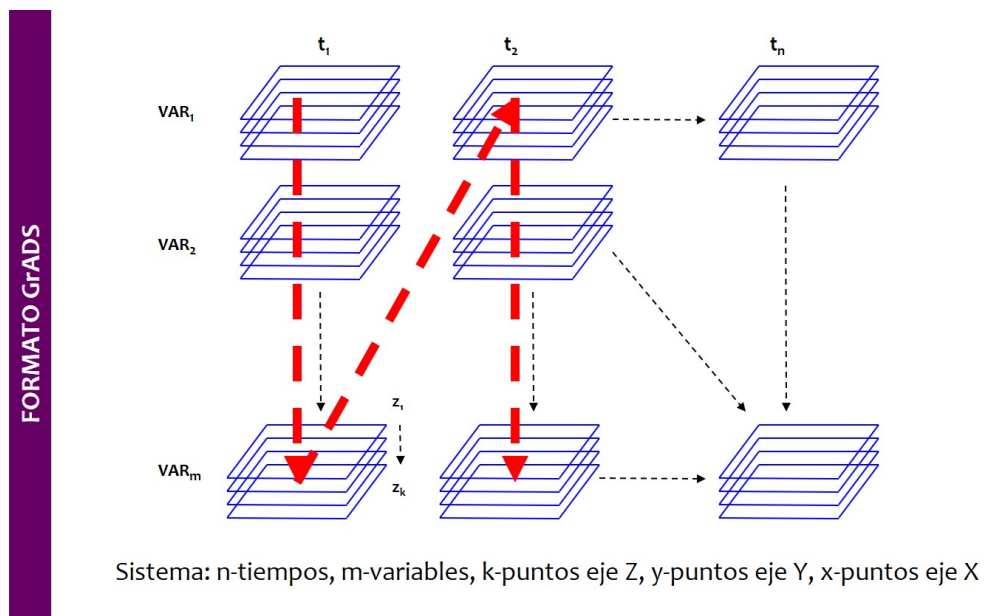
En el Anexo III se incluye este análisis de sensibilidad.



## 4.2. BASE DE DATOS DE OBSERVACIONES

Los datos de observaciones utilizados para el trabajo son medidas obtenidas con un WindRASS de Scintec en la población de Raimat (Lleida) durante los años 2009 y 2010. Adicionalmente, se ha facilitado acceso a datos de otros instrumentos (EB, EMAS) instalados en la misma área durante las campañas experimentales y los partes diarios meteorológicos.

Los datos el WindRASS se han procesado para normalizar códigos de error, rellenar huecos y asignar formato de GrADS al fichero binario resultante (Figura 17). Estas actuaciones se han realizado con el principal objetivo de disponer de una base de datos en un formato que permita posteriormente la comparación con datos simulados con el modelo meteorológico.



**Figura 17.** Detalle del formato asignado a los datos experimentales (formato GrADS).

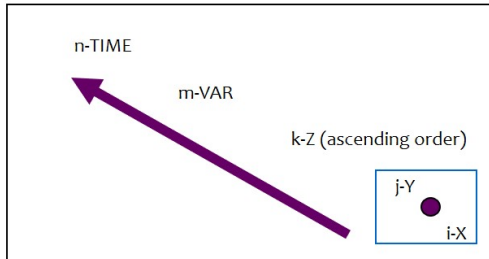
Column	Data	Units
1	Date	yyyy-mm-dd
2	Time	hhmmss
3	Z	m
4	Wind speed	$m s^{-1}$
5	Wind direction	deg
6	Wind u	$m s^{-1}$
7	Wind v	$m s^{-1}$
8	Wind w	$m s^{-1}$
9	Sigma u	$m s^{-1}$
10	Sigma u radial	$m s^{-1}$
11	Sigma v	$m s^{-1}$
12	Sigma v radial	$m s^{-1}$
13	Sigma w	$m s^{-1}$
14	Assimilated wind speed	$m s^{-1}$
15	Assimilated wind direction	deg
16	Assimilated wind u	$m s^{-1}$
17	Assimilated wind v	$m s^{-1}$
18	Assimilated wind w	$m s^{-1}$
19	Assimilated sigma u	$m s^{-1}$
20	Assimilated sigma u radial	$m s^{-1}$
21	Assimilated sigma v	$m s^{-1}$
22	Assimilated sigma v radial	$m s^{-1}$
23	Assimilated sigma w	$m s^{-1}$
24	Wind shear	$(m s^{-1})/m$
25	Wind shear direction	deg
26	Sigma speed	$m s^{-1}$
27	Sigma lateral	$m s^{-1}$
28	Sigma Phi	deg
29	Sigma Theta	deg
30	PG stability profile	PG(num)
31	Turbulent kinetic energy	$m^2 s^{-2}$
32	Eddy dissipation rate	$m^2 s^{-3}$
33	Temperature	$^{\circ}C$
34	Temperature virtual	$^{\circ}C$
35	Assimilated temperature	$^{\circ}C$
36	Assimilated temp. virtual	$^{\circ}C$
37	Temperature ID	Adim.
38	Error code	Adim.

**Figura 18.** Variables que ofrece el sistema de medida WindRASS. Todas las variables de la tabla son medidas en una posición (x, y) fija dada por la posición del instrumento y en altitud (Z) de los 40-360 m de altura sobre el nivel del suelo, con una resolución espacial vertical de 10 m y una resolución temporal de 10 minutos [6], [29].

Las variables que ofrece el sistema WindRASS se muestran en la Figura 18, los periodos de tiempo con disponibilidad de datos son tres: del 01/07/09 al 31/12/09, del 01/01/10 al 31/12/10, del 01/02/2011 al 01/09/11 y para estos periodos se dispone de datos cada 10 minutos de la estructura vertical de la atmósfera entre los 40-360 metros sobre el nivel del suelo [29], cada 10 metros y cada 10 minutos. Estos datos se utilizan

en el presente estudio para validar los datos simulados con el modelo meteorológico WRF. El modelo se alimenta de datos de un modelo global (para este estudio se han utilizado datos de re-análisis de la base de datos *ERA-Interim de ECMWF*, como se detalla en la *Sección 6*).

### Escritura fichero binario



### EB

$i = 1$   
 $j = 1$   
 $k = 1$   
 $m = 87$  (ver tabla UIB)  
 $n$

### WINDRASS

$i = 1, j = 1$   
 $k = 33$  ( $\Delta z = 10$  m; 40 -360 m)  
 $m = 38$  (ver tabla UIB)  
 $n$  depende del año /  $\Delta t = 10$  m  
 $n_{2009} = 26496$  (del 01/07/09 al 31/12/09)  
 $n_{2010} = 52560$  (del 01/01/10 al 31/12/10)  
 $n_{2011} = 30528$  (del 01/02/2011 al 01/09/11)

### Actuaciones sobre BD Raimat:

- Normalizar códigos error (CEU = -99.9999)
- Rellenar huecos (no dato) con CEU
  
- Test con gráficos publicados

**Figura 19.** Descripción base de datos WindRASS.

El análisis de la evolución temporal de las principales variables meteorológicas ( $u, v, w$ , dirección,  $T, q$ ) y su variación con la altura ha permitido seleccionar posibles escenarios de interés. De entre los escenarios seleccionados, nos quedamos con un escenario que constituye nuestro caso de estudio.

## 5. CASO ESTUDIO

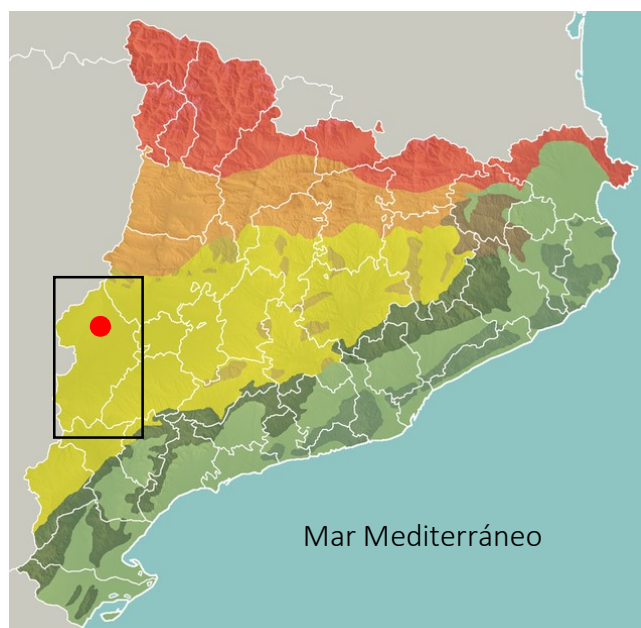
---

El escenario meteorológico considerado como caso de estudio son 6 días, del 25/08/10 00:00 UTC al /08/15 00:00 UTC y el área objeto de estudio es el entorno del área de Raimat.

Antes de exponer los criterios empleados para la selección del periodo que constituye el caso de estudio, se incluye una descripción de los factores que influyen en la meteorología de Raimat.

### 5.1. FACTORES QUE INFLUYEN EN LA METEOROLOGÍA DE RAIMAT

Raimat es un municipio de la comarca catalana de Segrià situado a 14 km al noroeste de la ciudad de Lérida. Está ubicado en el valle que forma la cuenca del río Ebro próximo al límite de provincia con Huesca (Figura 20). El valle del Ebro tiene forma triangular y su eje principal (NW/SE) tiene una longitud aproximada de 400 km. La configuración topográfica de esta zona hace que la climatología en la cuenca del Ebro sea diferente de la de sus alrededores, configurando un entorno topográficamente complejo.



**Figura 20. Orografía.** El cuadro negro sobre la imagen indica la ubicación de la comarca del Segre y el punto rojo la ubicación de Raimat. ■ Pirineo ■ Prepirineo ■ Depresión central catalana ■ Pequeñas estribaciones en la Depresión Central ■ Cordillera Transversal ■ Cordillera Prelitoral ■ Cordillera Litoral ■ Depresiones Litoral y Prelitoral y otras llanuras costeras.

Los vientos del oeste llegan normalmente a Raimat secos después de cruzar las cadenas montañosas localizadas en el interior de la Península Ibérica y son canalizados siguiendo el eje del valle del Ebro. Los vientos del norte procedentes de los Pirineos también toman la dirección del valle. Estos vientos (*downwind*) son canalizados localmente y configura el denominado viento de *Mestral o Cerc* (viento del noroeste). En condiciones sinópticas anticiclónicas los vientos son débiles y se producen en las laderas durante la noche convergiendo en los valles y mesetas acumulándose masas de aire frío y produciendo en ocasiones la aparición de niebla o heladas.

En *Martinez et al. 2008* se identifican las principales direcciones de viento en el área de Raimat y su relación con la topografía de la cuenca del Ebro a partir de datos de la AWS de Gimennells (periodo de datos de 1997 a 2005). Se obtiene que esta área tiene el 15 % de los días con niebla, principalmente en invierno, y las noches de cielo despejado con vientos flojos representan el 37.3 % de los casos. En este último caso con viento E-SE (18%) generados localmente. Y finalmente, también se identifican como frecuentes las situaciones de viento del oeste que se relacionan con la circulación general [18]. Para este trabajo fin de master resultan de interés las situaciones con vientos de procedencia E-SE.



**Figura 21.** Río Ebro y afluentes. El punto rojo indica la ubicación de Raimat ente el valle del Segre y Cinca.

En verano (estación de interés para nuestro estudio), *Martinez et al. 2008* expone que las direcciones de viento predominantes en el entorno de Raimat son W, SE, E con dos clases de regímenes de viento predominante en dicha zona. El primero y más usual parece estar relacionado con los vientos de drenaje que se generan en el SE, en las cadenas montañosas de Prades y Montsant y que más tarde llegan desde el E de la meseta de Segarra. El segundo régimen de viento más frecuente son vientos flojos del oeste que mantienen su dirección durante casi toda la noche. Raimat es un área con vientos generales del oeste que predominan en el área si no hay anticiclones. Los vientos del W se asocian a la circulación general, mientras que los vientos de E/SE se

asocian con vientos de drenaje de las montañas localizadas en estas direcciones y relativamente cerca. Los valles del Segre y Cinca condicionan la meteorología local ya que canalizan estos *low-levels winds*. La procedencia de los flujos E/SE en este estudio se atribuye al drenaje. La predominancia de los vientos de SE indica una influencia probable de las altas montañas localizadas en esa dirección (Prades y Montsant) y los vientos del E podrían indicar vientos de ladera de la meseta Segarra. Los vientos de drenaje que deberían llegar del sector N, procedentes de los Pirineos o Montsec, no llegan a la estación analizada en este estudio en cantidades significativas porque descienden canalizados por los valles de cercanos del Segre y Cinca, como indica la climatología de las estaciones localizadas cerca del río Segre ([www.meteo.cat](http://www.meteo.cat)).

El presente trabajo fin de máster estudia si además de los vientos catabáticos que caracterizan el área de Raimat al final del día en situaciones anticiclónicas, está llegando la brisa marina y si ésta puede estar combinándose con los flujos de ladera descritos, dando los niveles de humedad específica registrados por el instrumento WindRASS.

## 5.2. CRITERIOS DE SELECCIÓN

Los criterios aplicados para seleccionar el caso de estudio son los siguientes:

- Situaciones sinópticas anticiclónicas con escaso gradiente de presión sobre el área de estudio (predominio de fenómenos mesoescalares).
- Episodios en Raimat que indican forzamientos mesoescalares (vientos catabáticos o vientos de ladera, brisa marina o combinación de ambos)
- Situaciones en Raimat en las que el aumento de la humedad específica podría relacionarse con vientos del primer y segundo cuadrante (a partir de las medidas WindRASS)

### 5.2.1. Selección de escenarios en base a información sinóptica

Se han analizados mapas sinópticos de los veranos de 2009 y 2010 en busca de situaciones sinópticas (<http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fscfsreaeur.html>) con escaso gradiente de presión sobre el área de Raimat. Se han seleccionado escenarios meteorológicos con escaso gradiente de presión sobre el área de estudio, es decir situaciones tipo pantano barométrico, con isobaras distanciadas, con valores próximos al de la presión normal. Este tipo de configuración se manifiesta con mucha frecuencia sobre la Península Ibérica en verano.

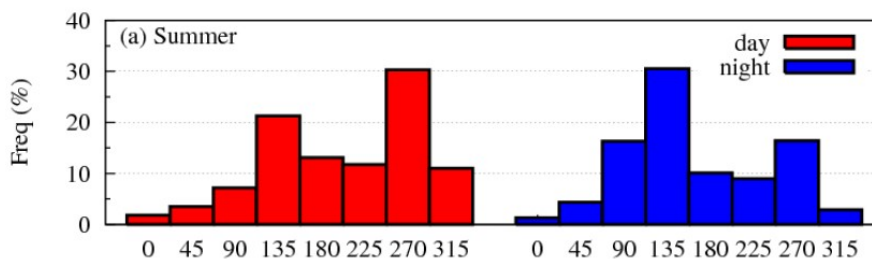
Los escenarios caracterizados por altas presiones sobre la Península Ibérica favorecen que predominen los factores locales. Y en ausencia de relevantes gradientes, la heterogeneidad de la superficie, debido principalmente a la topografía, favorece la aparición de fenómenos locales como flujos de drenaje, vientos de ladera o brisas (circulaciones mesoescalares).

### 5.2.2. Selección de escenarios con forzamientos mesoescalares a partir de medidas experimentales

Partiendo de la selección anterior, se han analizado las medidas experimentales del WindRASS en búsqueda de escenarios que muestren posibles forzamientos mesoescalares (vientos de ladera, brisa marina, etcétera).

En Raimat, las observaciones muestran que las laderas del este y sureste dominan la dinámica local en ausencia de otros forzamientos (*Martinez et al., 2008*). En los días calurosos de verano, la brisa del mar puede alcanzar el área de Raimat al final de la tarde (J. Cuxart, conversación personal 2015).

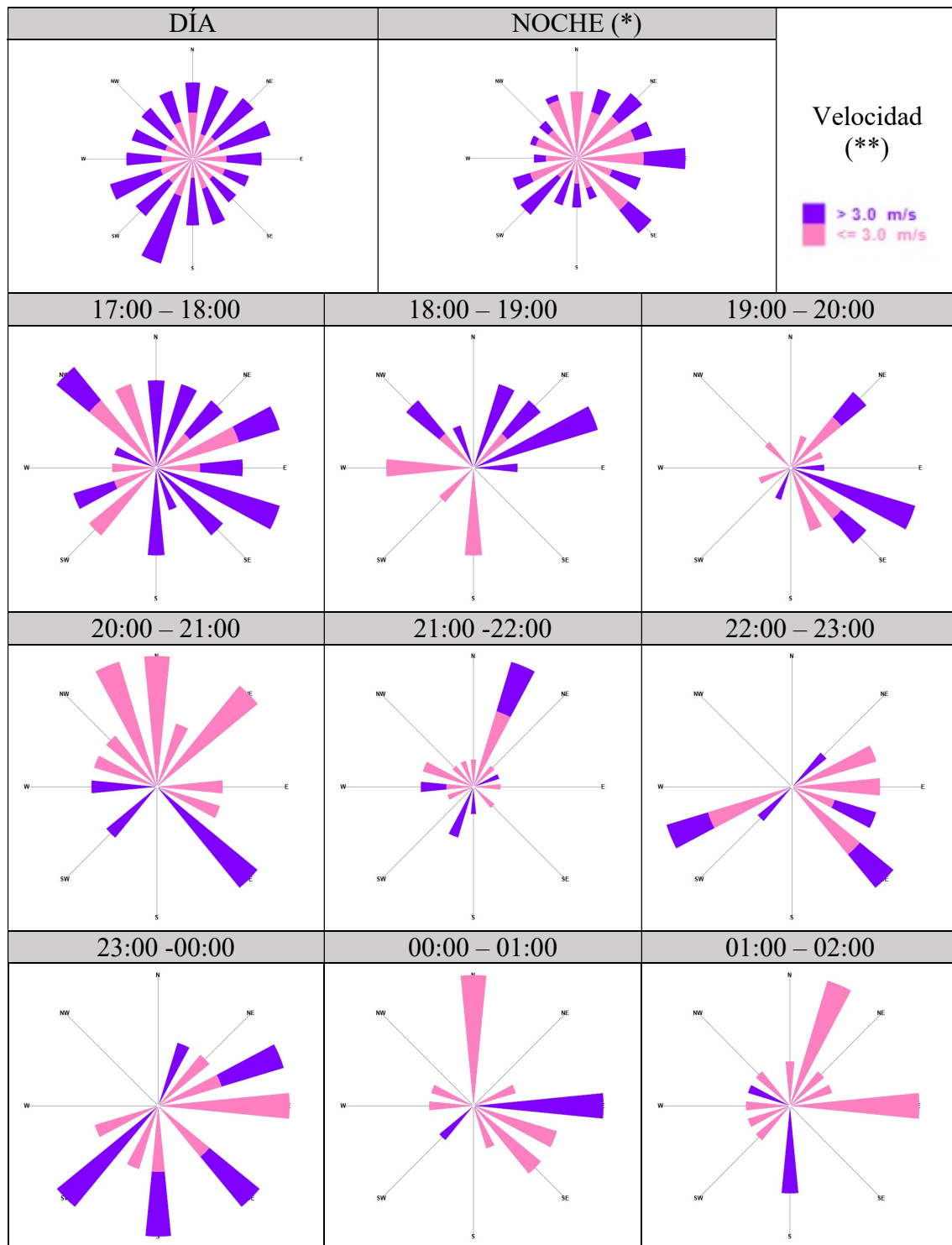
Para analizar posibles forzamientos mesoescalares se ha analizado el régimen de viento en Raimat. En *Martinez, Cuxart and Cunillera, 2008*, se presentan las direcciones de viento (de procedencia) predominantes en el área de Raimat: 135 y 270 grados en verano durante el periodo diurno y 90-135 y 270 grados en verano durante el periodo nocturno. En este estudio, los periodos considerados DIA y NOCHE fueron 08:00-16:00 y de 20:00-04:00 respectivamente y los resultados para el verano se muestran en la Figura 22.



**Figura 22.** Direcciones de viento predominante en el área de Raimat en verano durante el día (rojo) y la noche (azul). Considerado día de 08:00-16:00 y noche de 20:00-04:00. Gráfico de *Martinez, Cuxart and Cunillera, 2008*, realizado con 9 años de datos de la estación AWS Gimennells (Lérida).

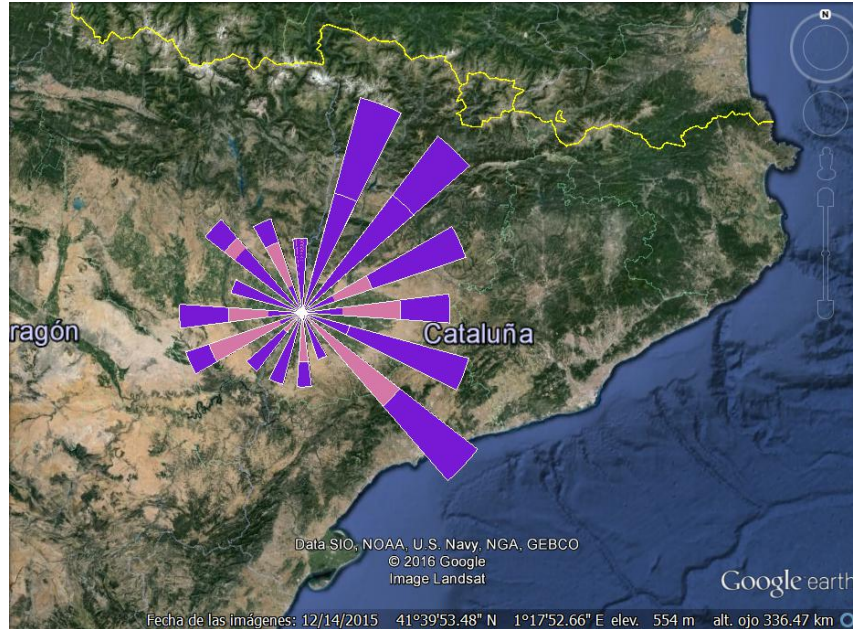
Para nuestro estudio el periodo **DIA es considerado de 05:00-19:00 UTC** y la **NOCHE de 19:00-05:00 UTC**. Estas horas se han establecido en base a las horas de luz solar de los días de verano (considerado verano del 1 de julio al 1 de octubre) utilizando la hora media del orto y el ocaso de los días de verano de los años 2009 y 2010. Con este criterio se ha analizado el viento de la base de datos del WindRASS y los resultados se presentan en la Figura 23.





**Figura 23.** Frecuencia de ocurrencia de dirección y velocidad del viento en Raimat (41.683, 0.566) en verano (considerado verano del 1 de julio al 1 de octubre) calculada con la base de datos de medidas del WindRASS,  $h = 40$  m, años 2009 y 2010 (25489 registros). La distribución de frecuencias DÍA y NOCHE muestra que no hay un régimen claro definido para ninguno de los dos periodos. La distribución de frecuencias por horas ofrece información para discernir entre los procesos troposféricos de brisa marina (diurnos) debidos a la diferencia de temperatura mar-tierra y los vientos nocturnos que descienden por las laderas de los valles (Valle del Ebro y valles subsidiarios) debido al enfriamiento de la superficie de la ladera por la noche. (\*) Considerado DÍA de 05:00–19:00 UTC y NOCHE de 19:00–05:00 UTC según valor medio de orto y ocaso en el periodo considerado verano y resolución temporal ofrecida por el instrumento. (\*\*)  $v < 3$  m/s considerado viento de ladera nocturno (rosa) y  $v > 3$  m/s considerado brisa diurna (morado).

Para este estudio se considera de interés el intervalo de **17:00 a 22:00 UTC** por ser las horas de la tarde-noche en el que se observan en Raimat brisa marina diurna y vientos de ladera nocturnos. La rosa de vientos de este intervalo se representa en el navegador geográfico Google Earth que facilita el análisis de posibles relaciones con la orografía (Figura 24)



**Figura 24.** Rosa de viento de verano de 17:00 a 22:00 UTC sobre Raimat (posición del WindRASS). Obtenida a partir de base de datos de WindRASS años 2009 y 2010 (verano del 1 de julio al 1 de octubre). Direcciones de viento más frecuentes en este intervalo de horas: 1er y 2º cuadrante y entre ellas la dirección más frecuente 135 grados. Los colores indican velocidad del viento:  $v \leq 3$  m/s (rosa,)  $v > 3$  m/s (morado).

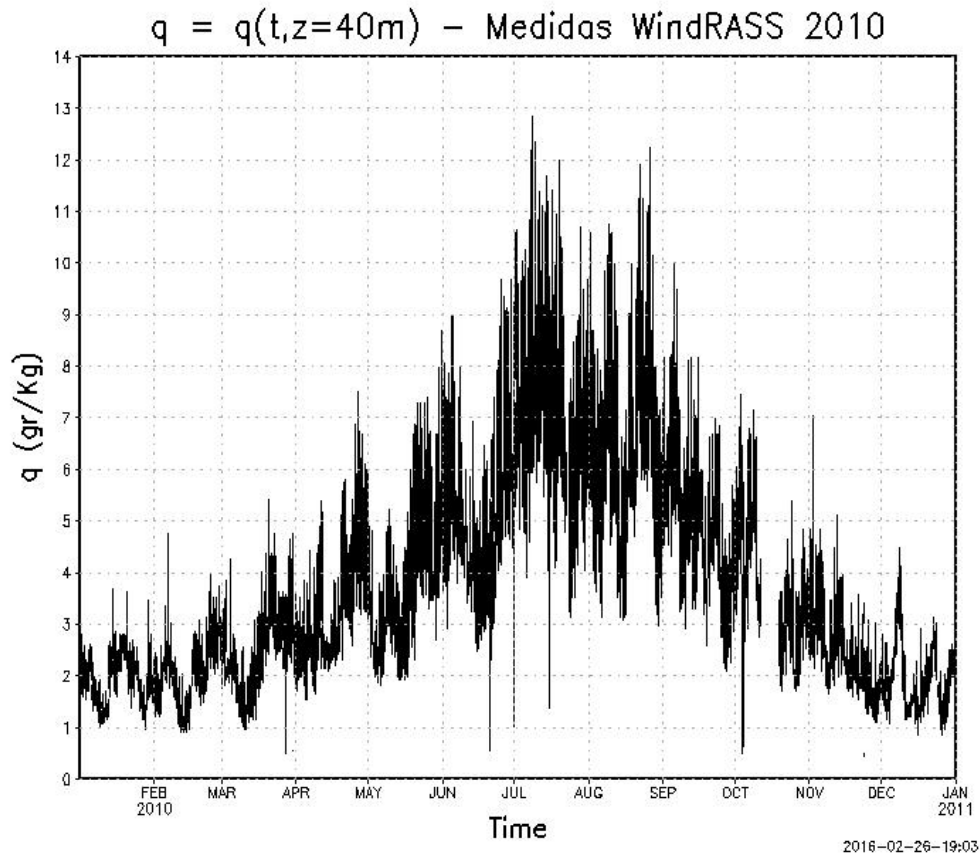
### 5.2.3. Selección de escenarios con relación humedad específica – dirección viento

La expresión de humedad específica  $q$  utilizada es la siguiente (J.R. Garrat, 1992):

$$T_v = T \cdot (1 + 0.61 \cdot q) \quad (5.1)$$

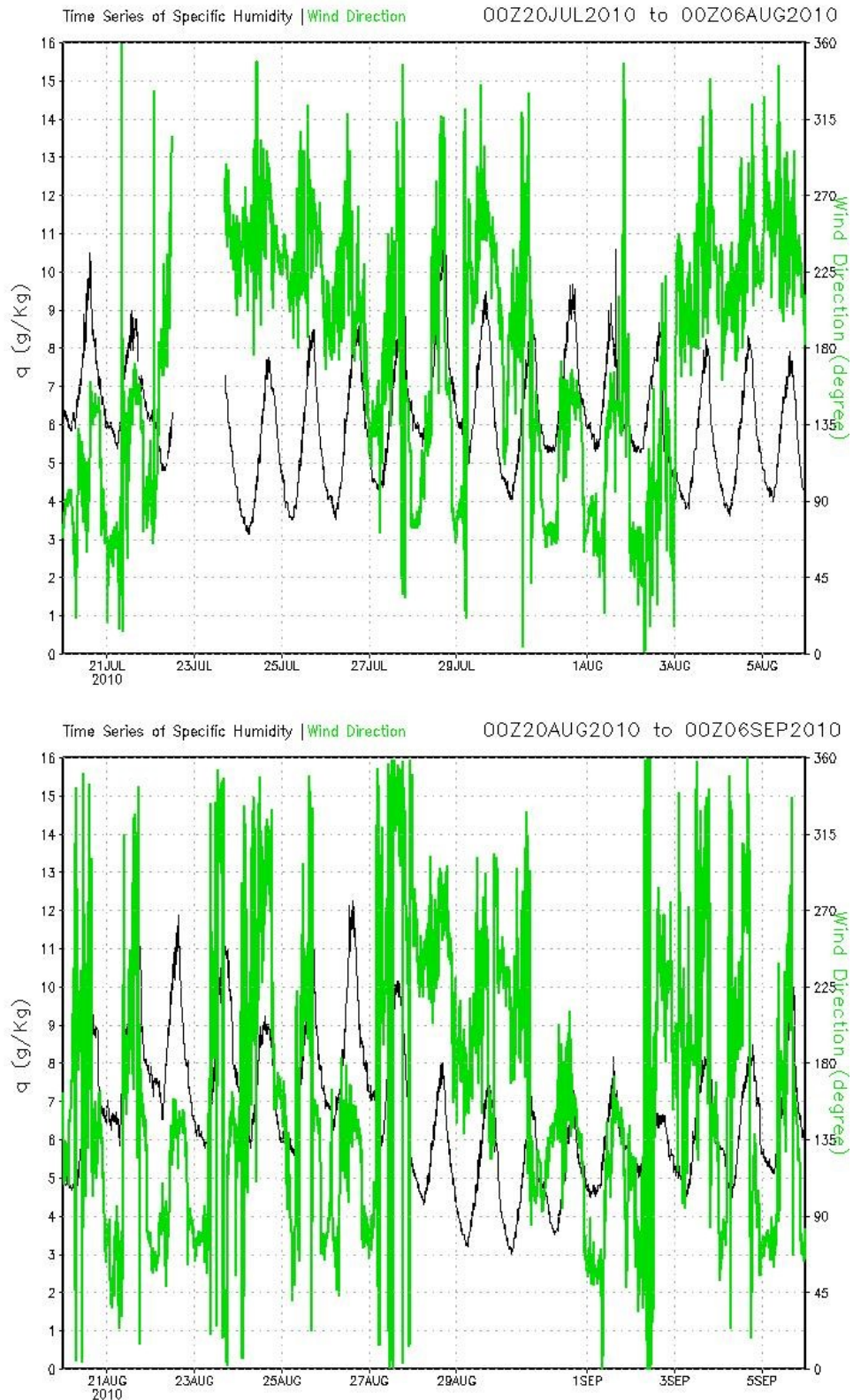
Donde  $T$  es la temperatura (Kelvin),  $T_v$  es la temperatura virtual (Kelvin) ambas ofrecidas por el sistema de medida (Sección 4.1.1) y  $q$  es la **humedad específica (g/g)**.

Los datos experimentales muestran valores de  $q$  mayores en primavera y verano, que es cuando predominan las situaciones anticiclónicas sobre la península, que en otoño e invierno (Figura 25). En el caso de situaciones sinópticas que muestran el paso de borrascas procedentes del Atlántico, como es el caso del episodio del 12/01/2010, los valores de  $q$  son muy bajos. La búsqueda de un escenario de interés se limitó a los meses de verano.



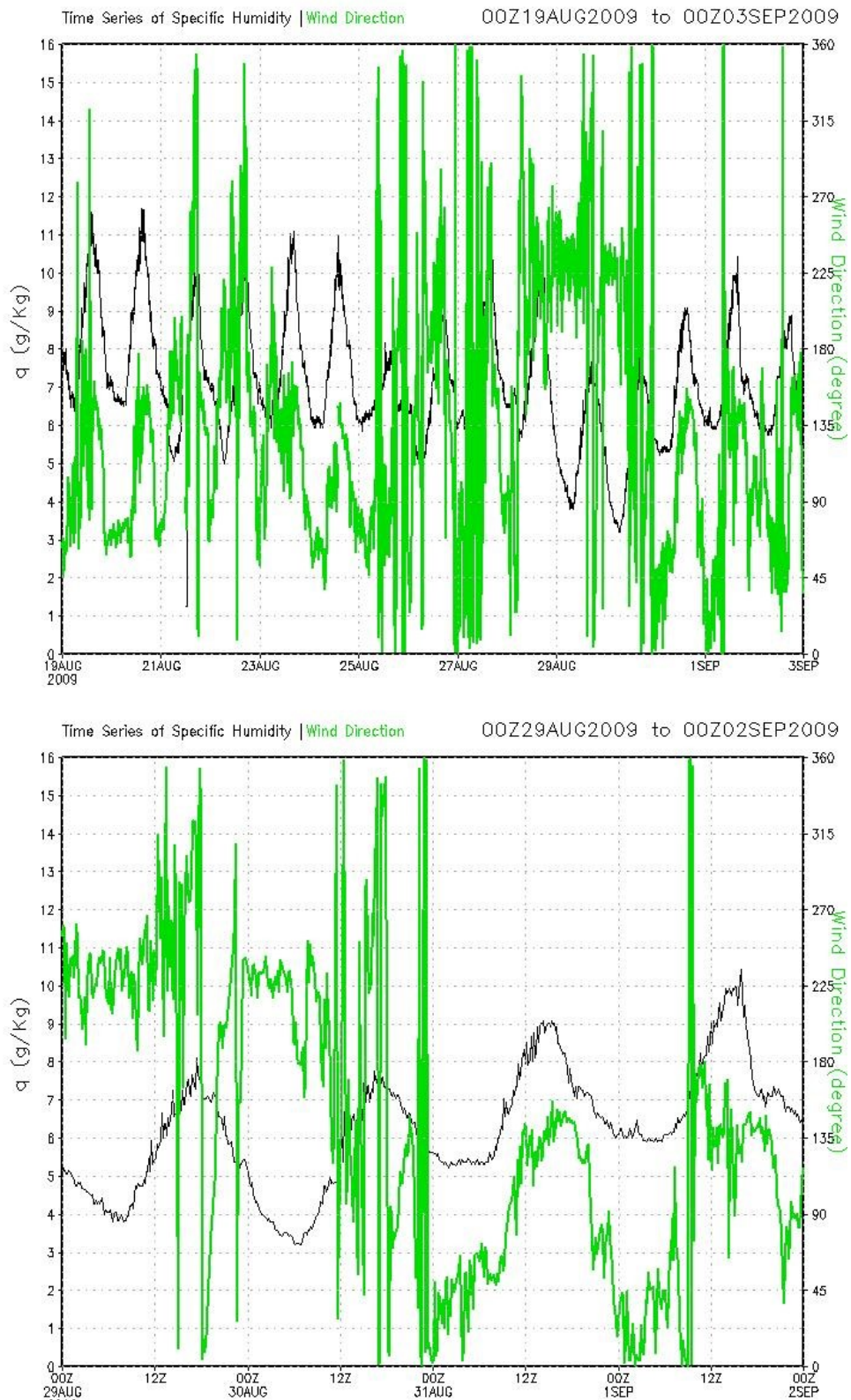
**Figura 25.** Evolución temporal de la humedad específica,  $q$  (g/Kg) medida por el WindRASS a la altura de 40 m durante el año 2010 en Raimat. Se observa el aumento de  $q$  los meses de primavera y verano.

De los datos experimentales de verano se buscó alguna posible relación entre la humedad específica  $q$  y el viento. Para ello se analizaron las series temporales de  $q$  y dirección de viento durante los años 2009 y 2010 (Figura 26, 27 y 28).



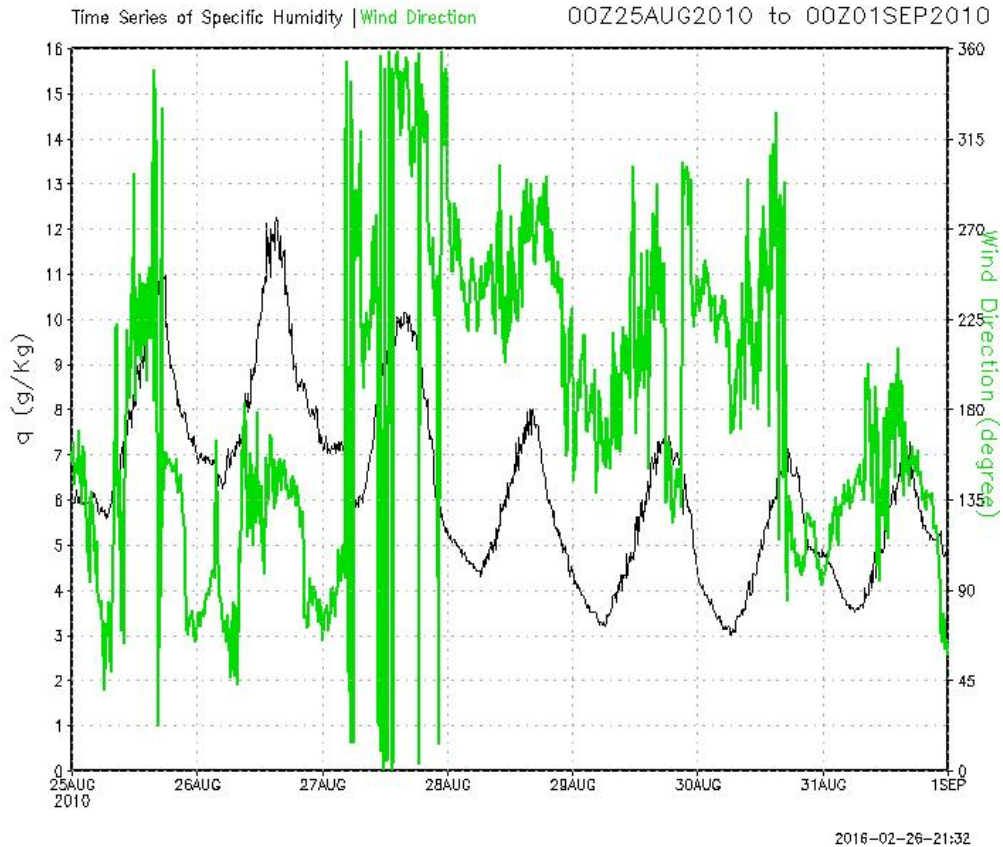
**Figura 26.** Evolución temporal de la humedad específica,  $q$  (g/Kg) (negro; eje vertical izquierdo) y la dirección del viento en grados (verde; eje vertical derecho) a la altura de  $z=40$  m en Raimat durante el verano de 2010 del 21 de julio al 5 de agosto de 2010 (arriba) y del 21 de agosto al 5 de septiembre de 2010 (abajo). Datos del WindRASS.





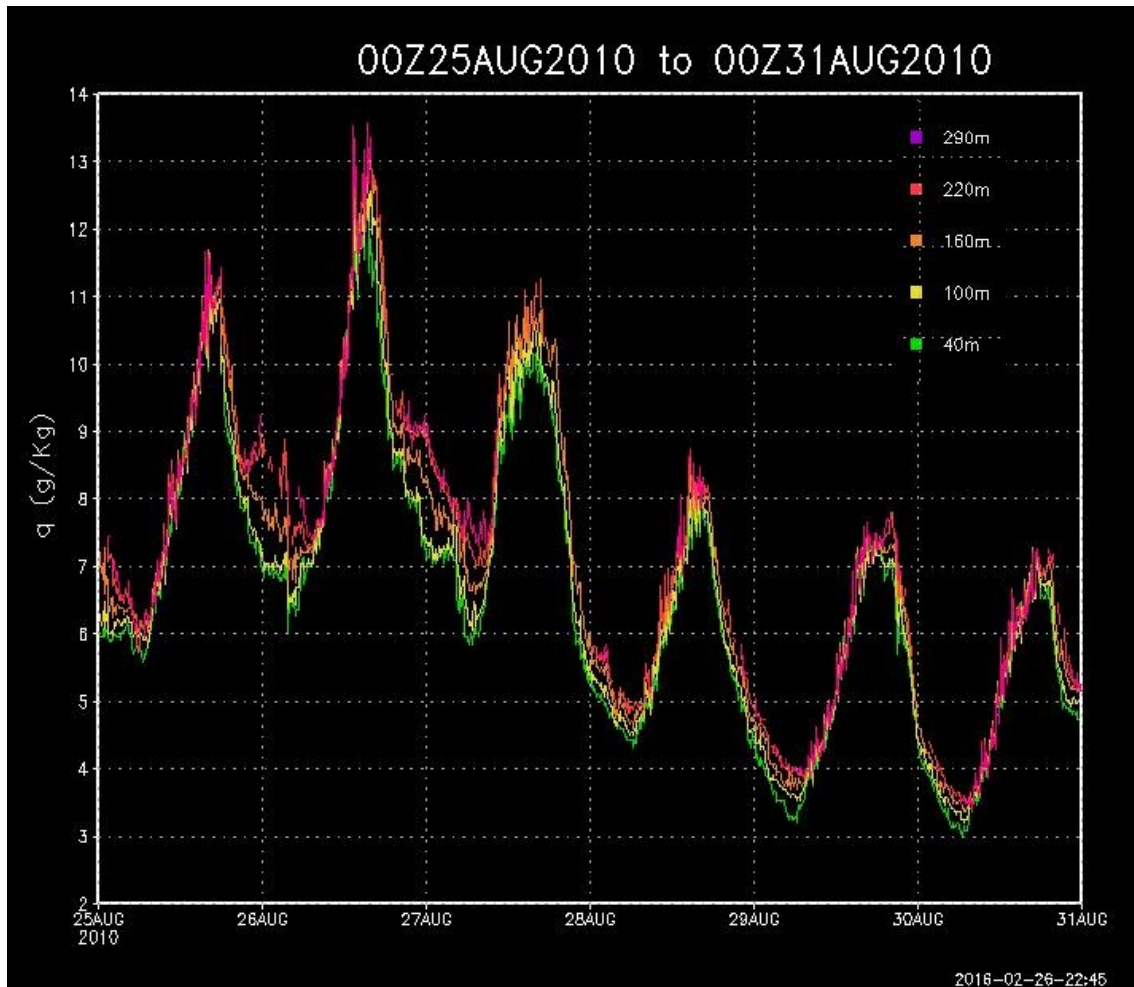
**Figura 27.** Evolución temporal de la humedad específica  $q$  (g/Kg) (color negro; eje vertical izquierdo) y la dirección del viento en grados (color verde; eje vertical derecho) medido con el WindRASS a la altura de  $z=40$  m en Raimat durante el verano de 2009. **Arriba:** del 19 de agosto al 3 de septiembre 2009. **Abajo:** detalle de los días 29, 30 31 de agosto y 1 de septiembre de 2009.

De entre los meses de julio y agosto de 2009 y 2010 se ha seleccionado un conjunto de días en los que se puede observar un aumento de humedad específica posiblemente asociado a direcciones de viento de 135-70 grados (procedencia del mar). Y de los posibles escenarios que cumplen esta condición, se han seleccionado 6 días, del 25 de agosto 00:00 UTC al 31 de agosto 00:00 UTC, que constituyen nuestro caso de estudio.



**Figura 28.** Evolución temporal de la humedad específica  $q$  (g/Kg) (color negro; eje vertical izquierdo) y dirección de viento (color verde; eje vertical derecho) en Raimat del 25 de agosto al 1 de septiembre de 2010 medido por el WindRASS a la altura de 40 m.

Nuestro **caso de estudio** (Figura 29) representa un escenario meteorológico de 6 días que se puede dividir en las siguientes partes: 1er y 2º día, ejemplo de escenario con predominio de procesos mesoescalares en los que se registran mayores valores de humedad específica asociado a viento de E-SE; 3er día, de transición; 4º y 5º día, ejemplo de escenario con predominio de procesos a escala sinóptica y descenso de los valores de humedad específica en situaciones de vientos W-SW (contraejemplo); 6º día, transición de nuevo a una situación con predominio de procesos mesoescalares. El análisis de este tipo de escenarios puede ayudarnos a estudiar la posibilidad de un incremento de vapor de agua (humedad específica) debido al aporte que producen las masas de aire procedentes del mar Mediterráneo (brisa marina) y a estudiar la posible dependencia del incremento de humedad con la dirección o trayectoria seguida por las masas de aire.



**Figura 29. Variación temporal de la humedad específica  $q$  (g/Kg) calculada a partir de las medidas de  $T_v$  (temperatura virtual) del WindRASS durante los días seleccionados como **caso de estudio** para este trabajo (del 25 al 31 de agosto de 2010), a diferentes alturas sobre el nivel del suelo: verde=40 m, amarillo=100 m, naranja=160 m, rojo=220 m, magenta=290 m. El rango de variación del eje vertical es de 2 a 14 g/Kg. Se observa que los 3 primeros días, el instrumento registra más humedad específica que los tres siguientes días, con una diferencia de hasta 3.5 g/Kg. La variación de  $q$  durante la tarde de los días 25 y 26 es diferente a la registrada a la misma hora los días 29 y 30. De los seis días del caso de estudio, los dos primeros días (25, 26) se consideran escenario meteorológico con predominio de procesos mesoescalares, el tercer día (27), se considera de transición, y el cuarto y quinto día (28 y 29) se considera escenario con predominio de procesos a escala sinóptica.**

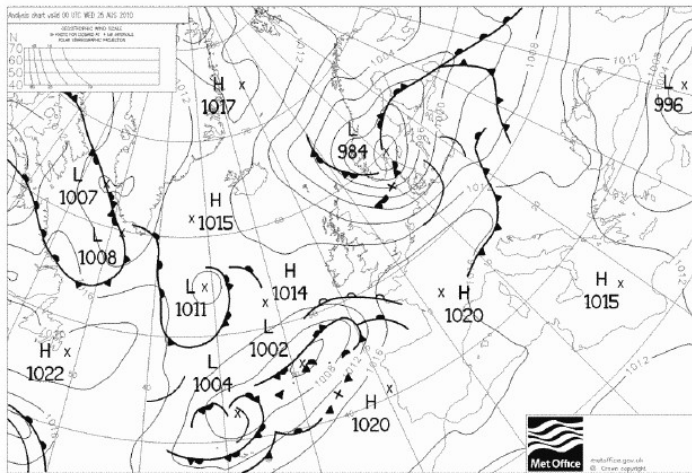


### **5.3. MAPAS SINÓPTICOS Y PARTES METEOROLÓGICOS**

El profesor Dr. Joan Cuxart ha facilitado acceso a los partes meteorológicos de los días de estudio (Figuras 30, 31 y 32).

25 AGOST-2010: DESCOBERT I MOLT CALORÓS

- **Meteors:** cap
- **Estat del cel:** descobert
- **Insolació:** 12,5 h un 93% del màxim possible
- **Visibilitat mínima:** entre 20 km i 50 km
- **Precipitació:** cap
- **Evaporació:** 6,3 l/m<sup>2</sup>
- **Humitat relativa:** màxima del 90 % i mínima del 26 %
- **Vent:** flux
  - Velocitat mitjana: 5,5 km/h
  - Cop de vent més fort: 18 km/h, de 200 ° a les, 14:10h.
  - Velocitat mitjana màxima en 10 minuts: 11 km/h de 200 °
  - Direcció predominant del vent: nord-est amb 12h del primer quadrant i 10h del tercer quadrant.
- **Temperatures:** màxima de 36 °C a les, 16:30 h i mínima de 19,2 °C a les, 05:25h. Mínima matinal a 15 cm del sòl: 17,6 °C.



26 AGOST-2010: MOLT CALORÓS I DESCOBERT

- **Meteors:** CAP
- **Estat del cel:** descobert, fins a les 18h que arriben capes de núvols alts i prims Ci-Cs, fins a 4 vuitens.
- **Insolació:** 11,4 h un 85 % del màxim possible
- **Visibilitat mínima:** entre 35 km i 45 km
- **Precipitació:** cap
- **Evaporació:** 6,3 l/m<sup>2</sup>
- **Humitat relativa:** màxima del 79 % i mínima del 32 %
- **Vent:** flux
  - Velocitat mitjana: 5,9 km/h
  - Cop de vent més fort: 29 km/h, de 170 ° a les, 17:20h.
  - Velocitat mitjana màxima en 10 minuts: 19 km/h de 190 °
  - Direcció predominant del vent: nord-est amb 14h del primer quadrant.
- **Temperatures:** màxima de 38,5°C a les, 14 h i mínima de 21°C a les, 05:20h. Mínima matinal a 15 cm del sòl: 19,5 °C.

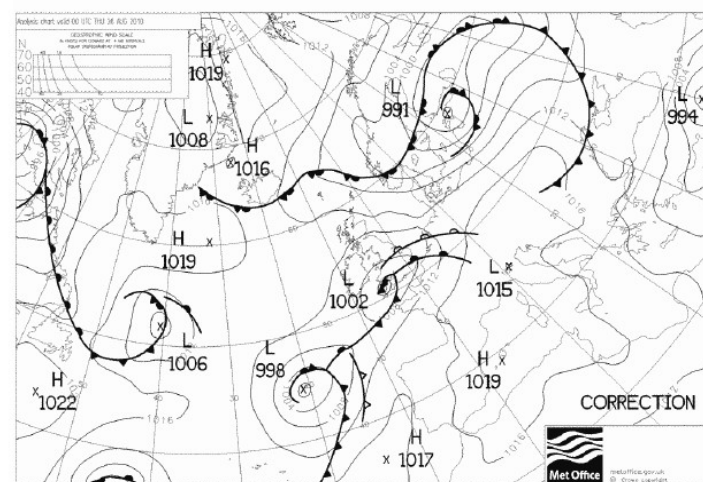
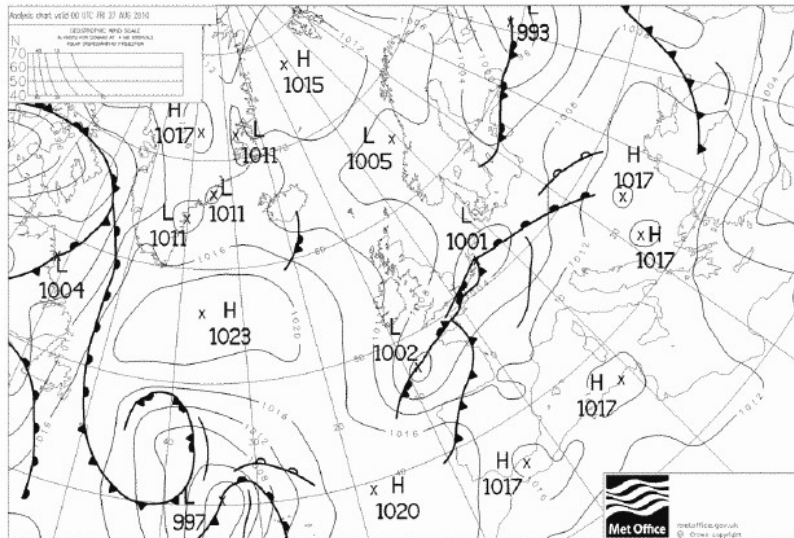


Figura 30.. Partes meteorológicos facilitados por el Grupo de Meteorología de UiB.

**27 AGOST-2010: MOLT CALORÓS I DESCOBERT AMB ALGUNS NÚVOLS ALTS**

- **Meteors:** cap
- **Estat del cel:** poc núvols i només d'un a quatre vuitens de núvols alts i prims Ci-Cs
- **Insolació:** 12,5 h un 93 % del màxim possible
- **Visibilitat mínima:** entre 25 km i 65 km
- **Precipitació:** cap
- **Evaporació:** sense mesura
- **Humitat relativa:** màxima del 75 % i mínima del 23 %
- **Vent:** flux amb estones de vent moderat
- Velocitat mitjana: 11,8 km/h
- Cop de vent més fort: 40 km/h, de 310 ° a les, 16:08h.
- Velocitat mitjana màxima en 10 minuts: 27 km/h de 310 °
- Direcció predominant del vent: oest-nord-oest, variante entre SW i NW amb 10,7h del quart quadrant i 7,7 h del tercer quadrant.
- **Temperatures:** màxima de 36°C a les, 15h i mínima de 20°C a les, 05:30h. Mínima matinal a 15 cm del sòl: 18 °C.



**28 AGOST-2010: DESCOBERT I CALID**

- **Meteors:** cap
- **Estat del cel:** descobert
- **Insolació:** 12,5 h un 94 % del màxim possible
- **Visibilitat mínima:** entre 40 km i 60 km
- **Precipitació:** cap
- **Evaporació:** sense mesura
- **Humitat relativa:** màxima del 82 % i mínima del 28 %
- **Vent:** flux
- Velocitat mitjana: 6,3 km/h
- Cop de vent més fort: 34,5 km/h, de 280° a les, 10:35h.
- Velocitat mitjana màxima en 10 minuts: 20 km/h de 260 °
- Direcció predominant del vent: sud-oest amb 19h del tercer quadrant i 5h del quart.
- **Temperatures:** màxima de 28,8°C a les, 16:20 h i mínima de 13,6°C a les, 05:10h. Mínima matinal a 15 cm del sòl: 11,5 °C.

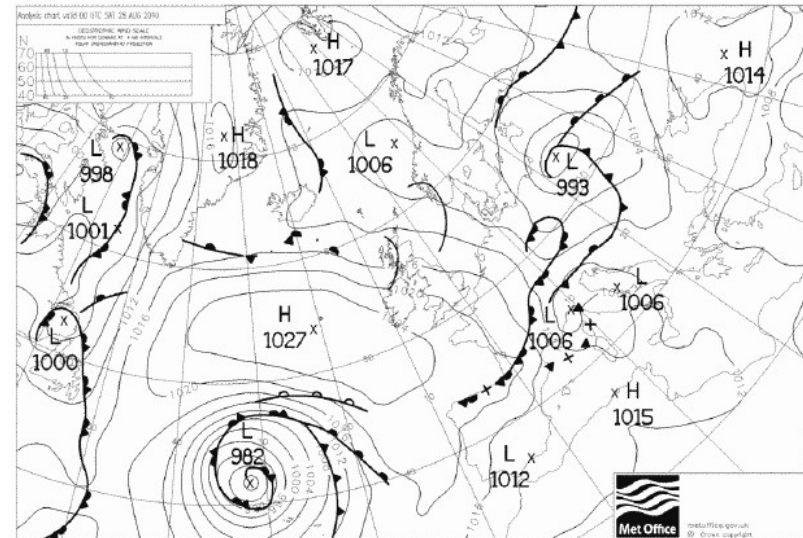
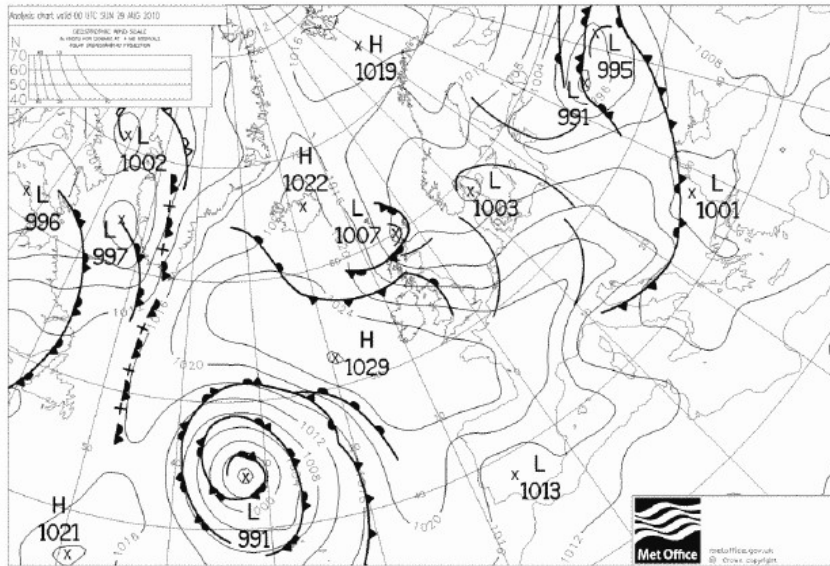


Figura 31. Partes meteorológicos facilitados por el Grupo de Meteorología de UiB.



**29 AGOST-2010: DESCOBERT, ENRE FRESC I CÀLID**

- **Meteors:** cap
- **Estat del cel:** descobert
- **Insolació:** 12,5 h un 94 % del màxim possible
- **Visibilitat mínima:** entre 40 km i 60 km
- **Precipitació:** cap
- **Evaporació:** sense mesura
- **Humitat relativa:** màxima del 85 % i mínima del 35 %
- **Vent:** flux
  - Velocitat mitjana: 3,6 km/h
  - Cop de vent més fort: 23 km/h, de 220 ° a les, 13:35h.
  - Velocitat mitjana màxima en 10 minuts: 13 km/h de 190 °
  - Direcció predominant del vent: sud-oest amb 13,5 h del tercer quadrant. Tumbé 6h del segon quadrant.
- **Temperatures:** màxima de 28,8°C a les, 16:20 h i mínima de 13,6°C a les, 05:10h. Mínima matinal a 15 cm del sòl: 11,5 °C.



**30 AGOST-2010: DESCOBERT I DE FRESC A CÀLID**

- **Meteors:** cap
- **Estat del cel:** descobert
- **Insolació:** 12,4 h un 93% del màxim possible
- **Visibilitat mínima:** entre 30 km i 45 km
- **Precipitació:** cap
- **Evaporació:** 12,5 L/m2 acumulat de tres dies.
- **Humitat relativa:** màxima del 85 % i mínima del 35 %
- **Vent:** flux
  - Velocitat mitjana: 4,5km/h
  - Cop de vent més fort: 29,5 km/h, de 220 ° a les, 13:30h.
  - Velocitat mitjana màxima en 10 minuts: 14 km/h de direcció variable
  - Direcció predominant del vent: sud-oest amb 13 h del tercer quadrant i 7h del primer.
- **Temperatures:** màxima de 28°C a les, 15h i mínima de 12,5°C a les, 04:40h. Mínima matinal a 15 cm del sòl: 10 °C.

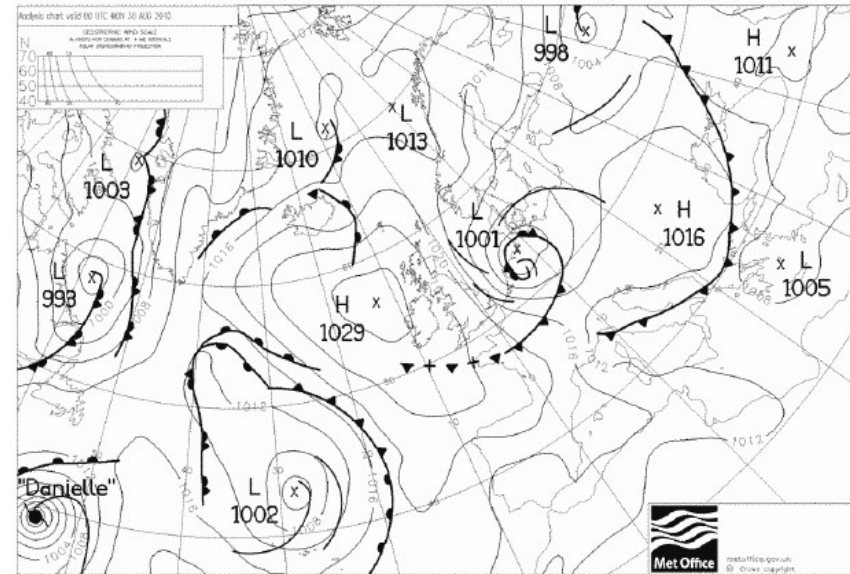


Figura 32. Partes meteorològics facilitados por el Grupo de Meteorología de UiB.

## 6. EXPERIMENTO NUMÉRICO

---

El experimento numérico planteado es la simulación meteorológica de 6 días, del día 25/08/10 00:00 UTC al día 31/08/10 00:00 UTC, con el modelo WRF 3.6.1. en el entorno de Raimat (Lleida) con una resolución espacial horizontal máxima de 1.2 km, 40 niveles verticales y un *time\_step* de 180 s. La inicialización del modelo se ha realizado con datos de re-análisis de la base de datos *ERA-Interim de ECMWF*, The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts [15], con una resolución espacial horizontal de 0.75x0.75 grados, 27 niveles verticales y una frecuencia de condiciones de contorno de 6 horas.

### 6.1. CARACTERÍSTICAS DE LOS DOMINIOS

Para llegar a la resolución espacial horizontal de 1.2 km se han definido 4 dominios anidados de resolución: 32.5 km, 10.8 km, 3.6 km y 1.2 km. El centro de todos los dominios está en el mismo punto dado por las coordenadas geográficas: longitud = 0.566, latitud = 41.683 (posición del instrumento WindRASS).



**Figura 33.** Dominios definidos para el experimento numérico: Dominio 1 (32.5x32.5), Dominio 2 (10.8x10.8), Dominio 3 (3.6x3.6), Dominio 4 (1.2x1.2)

Todos los dominios tienen 40 niveles verticales ( $p_{top\_requested}=19$  km). El modelo WRF establece siete niveles en el primer kilómetro y el resto de niveles los reparte verticalmente hasta llegar a la máxima altura definida. Las principales características de los dominios se muestran en la Tabla 5.

	<i>Dominio 1</i>	<i>Dominio 2</i>	<i>Dominio 3</i>	<i>Dominio 4</i>
<i>Paso de malla horizontal</i>	32.5 km	10.8 km	3.6 km	1.2 km
<i>Dimensiones (x,y,z)</i>	100, 60, 40	181, 100, 40	100,100, 40	109, 100, 40
<i>Time step</i>	180 s	180 s	180 s	180 s

**Tabla 5.** Principales características de los dominios definidos para las simulaciones meteorológicas del trabajo fin de máster.

Las simulaciones se han realizado con opción *nesting* simple y *feedback* activado.

## 6.2. PARAMETRIZACIONES FÍSICAS

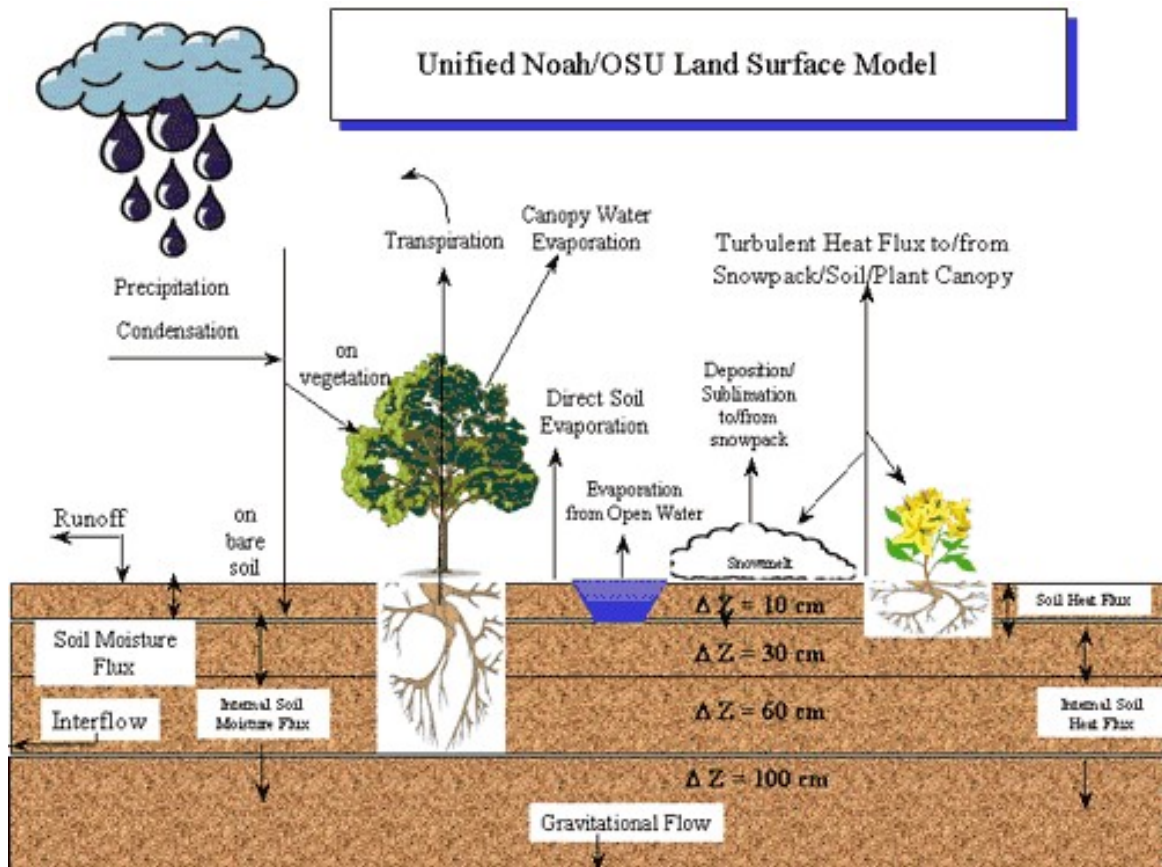
Con respecto a la dinámica, se ha simulado en modo no-hidroestático, con integración temporal según esquema Runge-Kutta de 2º orden, opciones de difusión vertical adecuadas para topografía compleja evaluando los términos de difusión en las tres coordenadas espaciales ( $diff\_opt=2$ ) y *coeficiente eddy* según esquema de cierre de 1er orden Smagorinsky horizontal ( $km\_opt = 4$ ).

Todas las parametrizaciones físicas excepto la parametrización de la PBL se han mantenido fijas. El experimento se ha realizado con 2 esquemas PBL: ACM2 ( $pbl\_1$ ), BouLac ( $pbl\_2$ ). La Tabla 6 muestra las parametrizaciones utilizadas.

<i>Parametrizaciones físicas</i>	
<i>Microfísica:</i>	<i>WSM 6-class graupel scheme</i>
<i>Radiación de onda larga:</i>	<i>rrtmg scheme</i>
<i>Radiación de onda corta:</i>	<i>rrtmg scheme</i>
<i>Superficie:</i>	<i>Unified NOAH Land Surface Model</i>
<i>Capa superficial:</i>	<i>Monin-Obukhov (MM5)</i>
<i>Numero de capas de suelo:</i>	<i>4</i>
<i>Convección:</i>	<i>Kain-Fritsch</i>
<i>Flujos de calor y humedad en superficie:</i>	<i>on</i>
<i>Interacción nubosidad – espesor óptico (radiación):</i>	<i>on</i>
<i>PBL:</i>	<i>ACM2 (pbl_1)</i> <i>BouLac (pbl_2)</i>

**Tabla 6.** Parametrizaciones físicas seleccionadas para las simulaciones. Todas las parametrizaciones fijas excepto la parametrización PBL que se ha simulado con el esquema ACM2 (experimento 1) y BouLac (experimento 2).





**Figura 34.** Esquema de parametrización de superficie Unified NOAH Land Surface Model (NOAH LSM) utilizada en las simulaciones meteorológicas del trabajo fin de máster. El esquema muestra que entre los procesos físicos que incorpora esta parametrización se encuentra la evaporación de agua directamente del suelo, de las superficies con agua, la evapotranspiración de la vegetación y los flujos de calor con el suelo y la superficie vegetal (Turbulent Heat Flux), procesos importantes en estudios de balance hídrico. (<http://www.ral.ucar.edu/research/land/technology/lsm.php>)



# 7. RESULTADOS

---

En modelización meteorología mesoescalar, un buen esquema PBL debe ser capaz de:

1. Predecir perfiles realistas de viento y perfiles de temperatura, humedad y otras cantidades escalares como la razón de mezcla o mixing ratio, así como la evolución diaria de estas magnitudes; 2. Reproducir el crecimiento de la capa convectiva durante la mañana, la altura máxima y el colapso de la noche; 3. Reproducir el LLJ (velocidades características de 10-11 m/s alrededor de los 500 m de altura), fenómeno nocturno que favorece la turbulencia debido a la cizalladura que produce en el perfil vertical de viento, importante en meteorología, agricultura y predicciones climáticas (Anexo V).

El análisis de los resultados de las simulaciones se ha realizado por comparación de los datos simulados con los datos experimentales del WindRASS. Se ha evaluado el campo de vientos, la evolución temporal de la distribución espacial de temperatura potencial y humedad específica y por comparación con los datos experimentales se analiza la procedencia de las masas de aire que llegan a Raimat durante la tarde-noche de los días seleccionados como caso de estudio. Finalmente, se ha estudiado la altura de la PBL, output del modelo, parámetro que caracteriza un esquema PBL y que ayuda a determinar la bondad del modelo para reproducir los procesos troposféricos de interés.

El estudio de posibles LLJ durante el caso de estudio y su posible impacto en los valores de humedad específica no forma parte del alcance de este trabajo fin de máster. Sin embargo, se incluye en Anexo V la descripción del fenómeno y su importancia, y será un aspecto a considerar en futuros estudios.

## 7.1. VELOCIDAD Y DIRECCIÓN DE VIENTO

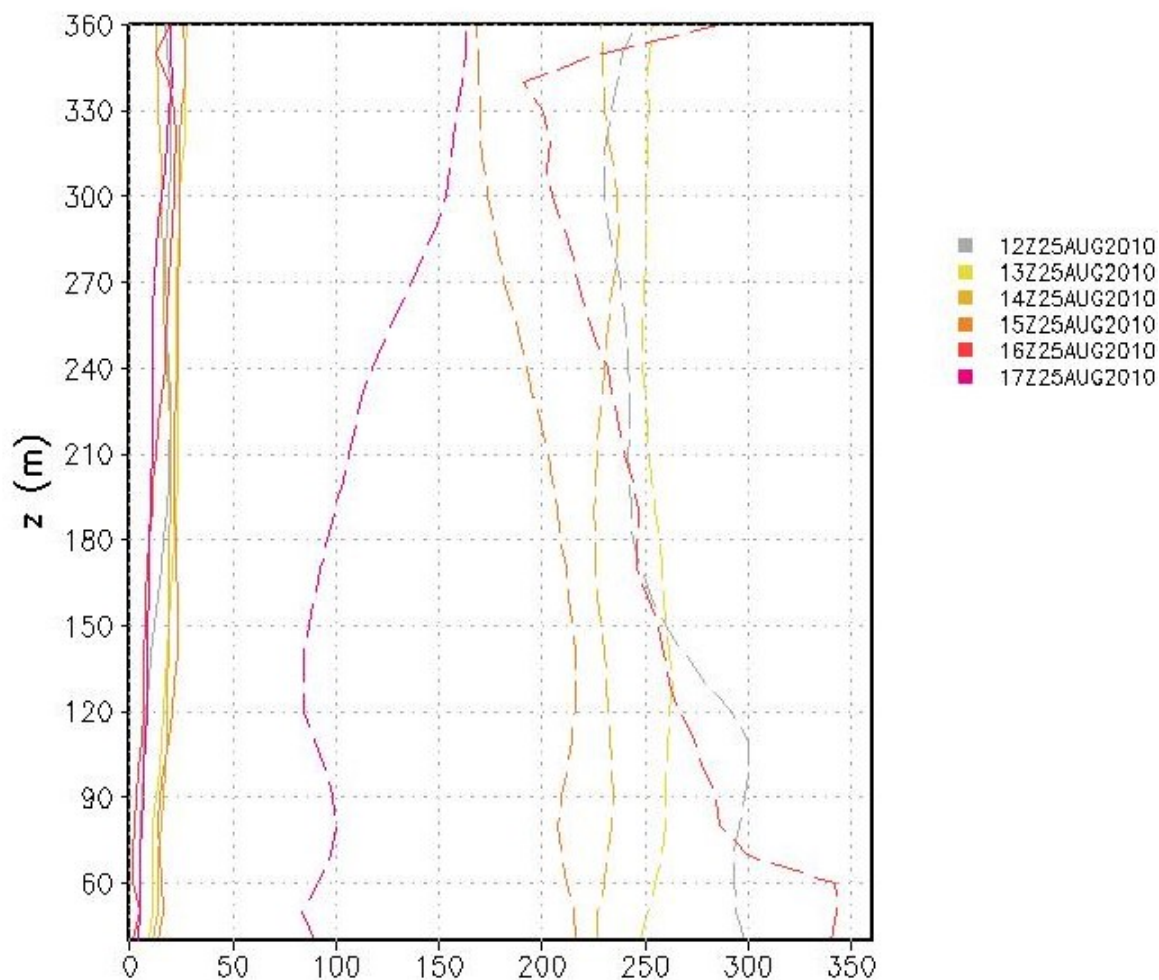
Los dos primeros días del caso de estudio (25 y 26 de agosto de 2010) se consideran un escenario meteorológico caracterizado por procesos mesoescalares de los que nos interesa especialmente lo que sucede entre las 17:00 UTC y las 22:00 UTC. Es durante este intervalo de tiempo cuando se observa un comportamiento anómalo en la variación de humedad específica ( $q$ ) en el área de Raimat. Durante la tarde se espera un descenso de  $q$  a medida que disminuye la radiación solar y la temperatura de la superficie terrestre (disminución de la evapotranspiración) y así sucede, pero en verano en algunos casos este decaimiento no es el esperado, sino que alrededor de las 18:00 UTC se mantiene un valor de  $q$  constante con el tiempo e incluso en algunos casos llega a aumentar (Figura 29). Esta situación coincide con un aumento del nivel de humedad específica media que se mantiene durante varios días como si se hubiera estado almacenando vapor de agua en la zona durante esos días hasta que cambia la situación meteorológica y después de la entrada de vientos de W-NW (frente) vuelven a descender los niveles de humedad en el entorno de Raimat. Este descenso de  $q$  por la tarde coincide con la llegada a Raimat de masas de aire procedentes del mar (brisa

marina), proceso iniciado durante la mañana en la línea de costa y que alcanza las zonas interiores al final de la tarde si las masas de aire del mar han alcanzado el nivel adecuado para sobrepasar las barreras montañosas y/o canalizarse hacia el interior hasta llegar a Lleida. Veamos los datos de las observaciones de los dos primeros días del caso de estudio y cómo se comporta el modelo en esta situación (forzamiento mesoescalar).

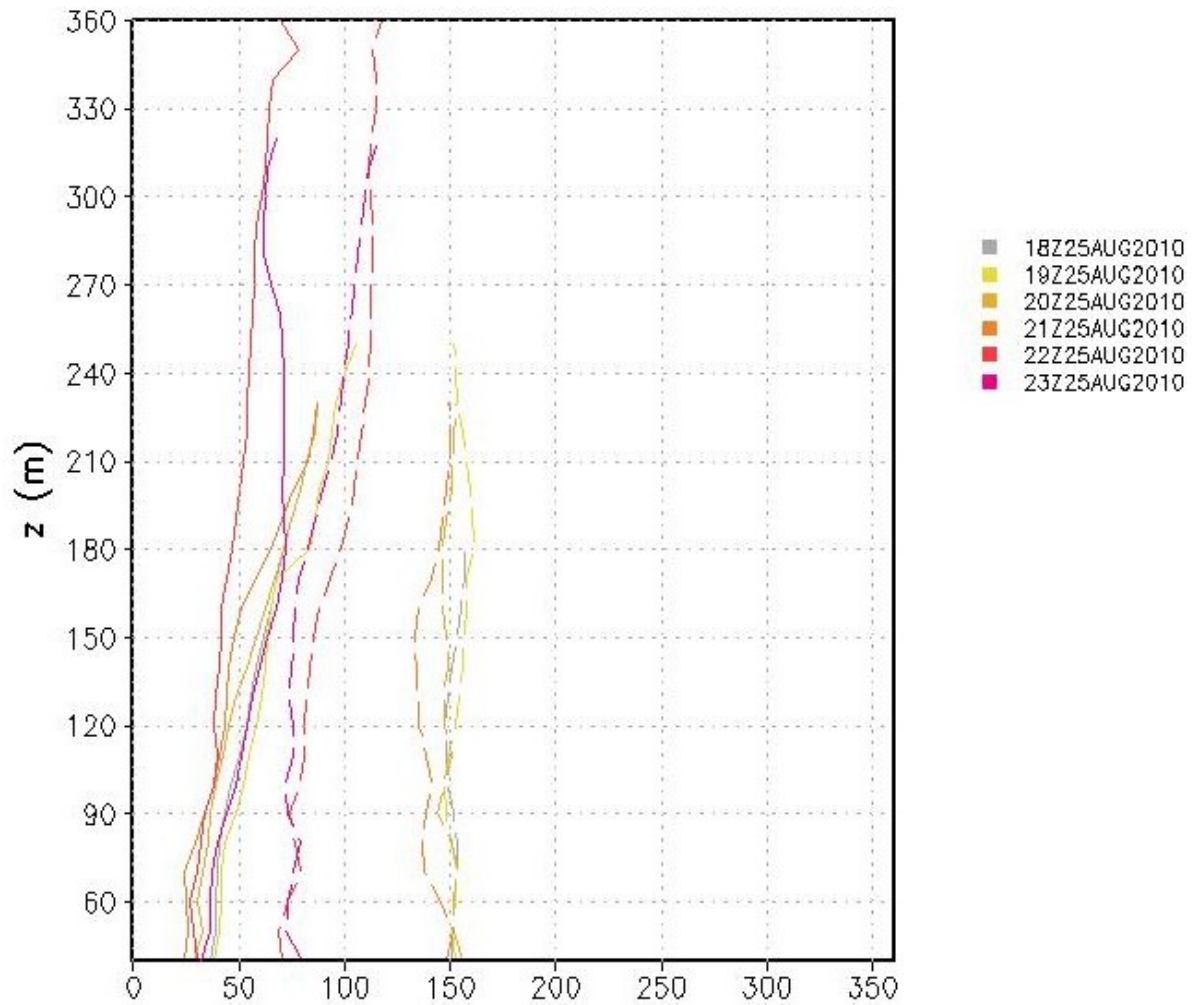
Durante las horas de la tarde de verano, las observaciones del WindRASS (Figura 23 y Figura 29) muestran dos cambios destacables en la dirección del viento, el primero aproximadamente a las 18:00 UTC pasando a direcciones 140-110 grados y el segundo sobre las 21:00 UTC pasando a direcciones aproximadas 90-60 grados. El primer cambio podría deberse a la brisa diurna (velocidades características  $v > 3\text{m/s}$ ) y el segundo a vientos de ladera ( $v < 3\text{m/s}$ ) o a una combinación de ambos.

El análisis de los perfiles verticales de velocidad y dirección de viento en Raimat (medidas WindRASS) del caso de estudio muestra que el día 25 mantiene direcciones de viento del segundo-tercer cuadrante hasta aproximadamente las 18:00 UTC que pasa a direcciones en torno a 150 grados y se mantienen hasta las 21:00 UTC. A las 22:00 UTC pasa a situarse alrededor de los 80 grados en los primeros 150 metros y en torno a 100 grados en capas más altas (Figura 35-38). El día 26 es similar al anterior a partir de las 18:00 UTC con vientos de direcciones 120-150 y 80 grados. Estos vientos podrían ser brisa marina durante el día o vientos catabáticos durante la noche (ambos procesos mesoescales). Los siguientes días, 27, 28 y 29, corresponden a una situación meteorológica diferente en la que no se producen estos procesos o si se producen están siendo inhibidos por los vientos de la circulación general. El día 30 por la tarde, último día del caso de estudio, tenemos el mismo patrón de vientos descrito para los días 25 y 26 a partir de las 18:00 UTC, lo que hace pensar que vuelven a predominar los procesos mesoescales frente a otros procesos de mayor escala meteorológica.

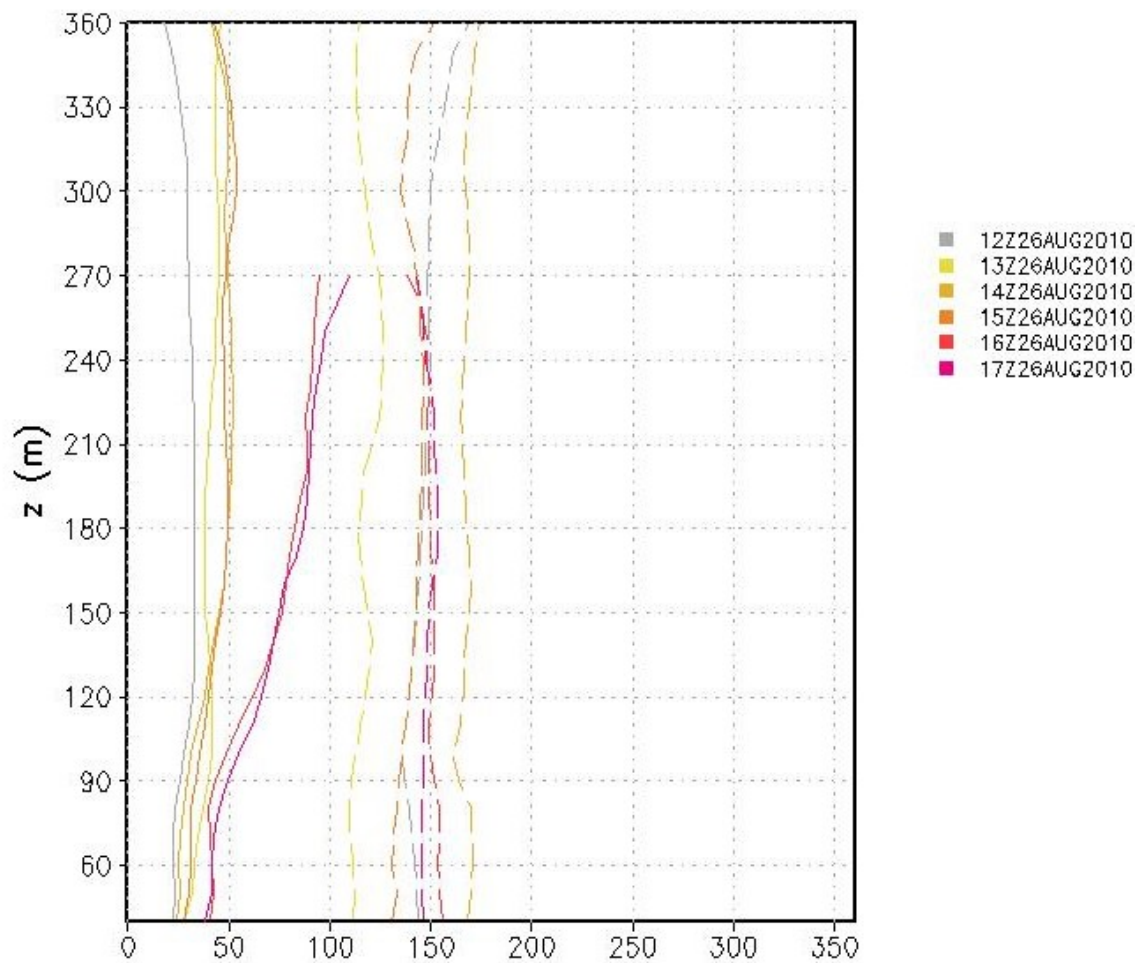
Las Figuras 35-38 representan los perfiles verticales de velocidad del viento (línea continua) y dirección del viento (línea discontinua) medida por el WindRASS en Raimat durante los días 25/08/2010 de 12:00-17:00 UTC (Figura 35) y 25/08/2010 de 18:00-23:00 UTC (Figura 36). El eje vertical de estos gráficos representa la altura sobre el nivel del suelo, de los 40-360 m. El eje horizontal se utiliza para representar la dirección del viento en grados de 0 a 360 grados y simultáneamente se representa la velocidad del viento en m/s multiplicada por un factor 10,  $v(\text{m/s}) \cdot 10$ , sobre el mismo eje en el rango 0-360 para facilitar a representación simultanea de ambas variables. Así, por ejemplo, el día 25/08/10 entre las 19:00 UTC y las 21:00 UTC (Figura 36, tonos amarillo-naranja), tenemos una velocidad del viento de 3-4 m/s de los 40 a los 90 m de altura sobre el suelo y de los 90 a los 210 m de altura la velocidad del viento aumenta hasta llegar a los 8 m/s sobre las 21:00 UTC, mientras que la dirección del viento se mantiene durante estas horas entre los 135 y 150 grados (dirección de procedencia del viento SE-SSE).



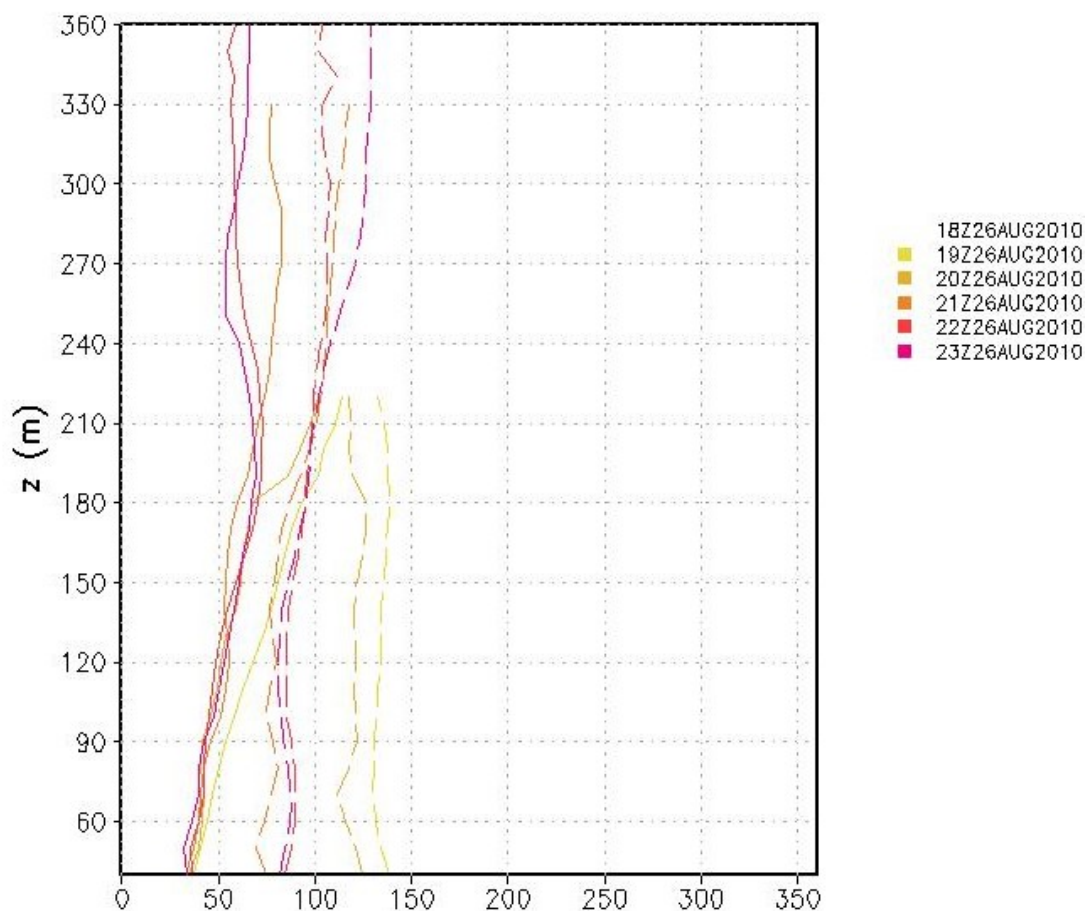
**Figura 35.** Perfiles verticales de velocidad del viento (línea continua) y dirección del viento (línea discontinua) medida por el WindRASS en Raimat durante los días **25/08/2010 de 12:00 a 17:00 UTC** (diferentes colores, ver leyenda). El eje vertical representa la altura sobre el nivel del suelo de los 40-360 m. El eje horizontal se utiliza para representar la dirección del viento (de procedencia) en grados de 0 a 360 grados y simultáneamente para representar la velocidad del viento en m/s multiplicada por un factor 10 para facilitar la representación simultánea de ambas variables y su comparación. Se representa  $v(m/s)*10$  en un rango de variación de 0 a 360 equivalente a un rango de 0-36 m/s. Las velocidades de 12:00 a 17:00 UTC son inferiores a 3 m/s y la dirección es de 300 grados en los primeros 120 m a las 12:00 UTC pasando a ser de 90-150 grados sobre las 17:00 UTC.



**Figura 36.** Perfiles verticales de velocidad del viento (línea continua) y dirección del viento (línea discontinua) medida por el WindRASS en Raimat durante los días **25/08/2010 de 18:00-23:00 UTC** (diferentes colores, ver leyenda). El eje vertical representa la altura sobre el nivel del suelo de los 40-360 m. El eje horizontal se utiliza para representar la dirección del viento (de procedencia) en grados de 0 a 360 grados y simultáneamente para representar la velocidad del viento en m/s multiplicada por un factor 10 para facilitar la representación simultánea de ambas variables y su comparación. Se representa  $v(m/s)*10$  en un rango de variación de 0 a 360 equivalente a un rango de 0-36 m/s. Hasta las 21:00 UTC se tienen direcciones de viento entorno a los 150 grados mientras que a partir de esa hora se produce un cambio a direcciones de 80-100 grados. La velocidad del viento es mayor que la registrada de 12:00 a 17:00 UTC (Figura 35).



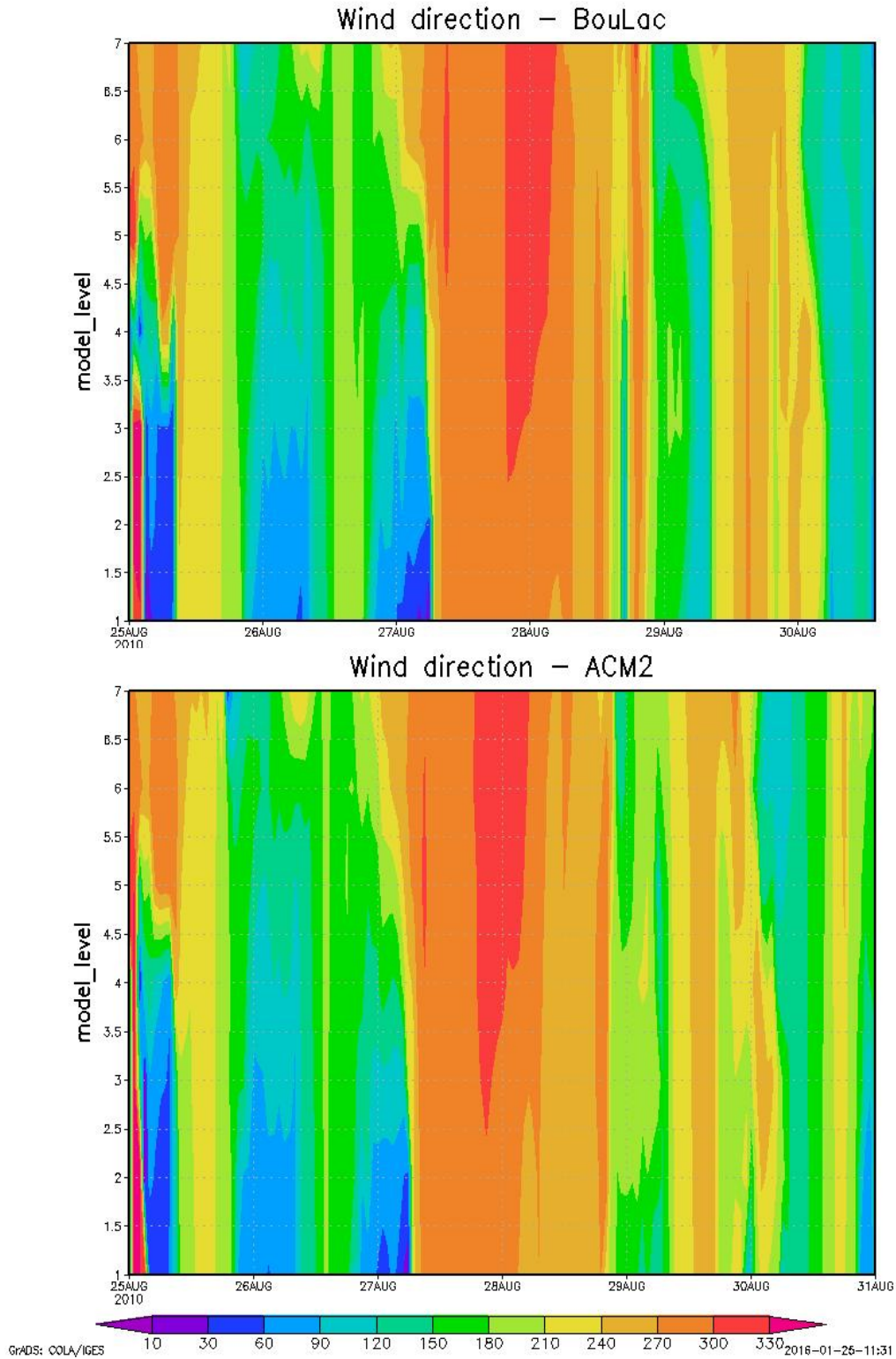
**Figura 37.** Perfiles verticales de velocidad del viento (línea continua) y dirección del viento (línea discontinua) medida por el WindRASS en Raimat durante los días **26/08/2010 de 12:00-17:00 UTC** (diferentes colores, ver leyenda). El eje vertical representa la altura sobre el nivel del suelo de los 40-360 m. El eje horizontal se utiliza para representar la dirección del viento (de procedencia) en grados de 0 a 360 grados y simultáneamente para representar la velocidad del viento en m/s multiplicada por un factor 10 para facilitar la representación simultánea de ambas variables y su comparación. Se representa  $v(\text{m/s}) \cdot 10$  en un rango de variación de 0 a 360 equivalente a un rango de 0-36 m/s. La dirección del viento varía de los 110 a los 170 grados entre las 12:00 UTC y las 17:00 UTC y la velocidad del viento a partir de las 16:00 UTC es mayor que en horas anteriores, con  $v \approx 4$  m/s en los primeros 80 m sobre el suelo y  $v > 4$  m/s a partir de esa altura.



**Figura 38.** Perfiles verticales de velocidad del viento (línea continua) y dirección del viento (línea discontinua) medida por el WindRASS en Raimat durante los días **26/08/2010 de 19:00-23:00 UTC** (diferentes colores, ver leyenda). El eje vertical representa la altura sobre el nivel del suelo de los 40-360 m. El eje horizontal se utiliza para representar la dirección del viento (procedencia) en grados de 0 a 360 grados y simultáneamente para representar la velocidad del viento en m/s multiplicada por un factor 10 para facilitar la representación simultánea de ambas variables y su comparación. Se representa  $v(\text{m/s}) \cdot 10$  en un rango de variación de 0 a 360 equivalente a un rango de 0-36 m/s. A las 21:00 UTC se observa un cambio en la dirección del viento, pasando de los 130 grados a direcciones inferiores a 90 grados.

Los datos experimentales disponibles medidos con el WindRASS ofrecen información de los 40 a los 360 m sobre el nivel del suelo. Los datos simulados con el modelo meteorológico nos ofrecen información de qué pasa en la atmósfera por encima de los 360 metros (medida hasta donde llega el WindRASS) y nos permiten comparar diferentes parametrizaciones PBL del modelo. El modelo WRF ofrece los datos meteorológicos simulados (*output*) a diferentes niveles verticales (*model\_level*). Con la configuración utilizada para ejecutar el modelo (*eta\_level* not given), el modelo establece 7 niveles de altura en los primeros 1000 metros aproximadamente y el resto de niveles los reparte hasta la altura máxima especificada (en nuestro caso 40 levels). En el Anexo IV se incluye un gráfico de la variable HEIGHT del modelo, en las mismas coordenadas en las que se encontraba el instrumento WindRASS, mostrando la relación entre *model\_level* y la altura con respecto al nivel del suelo según la configuración utilizada para ejecutar el modelo.



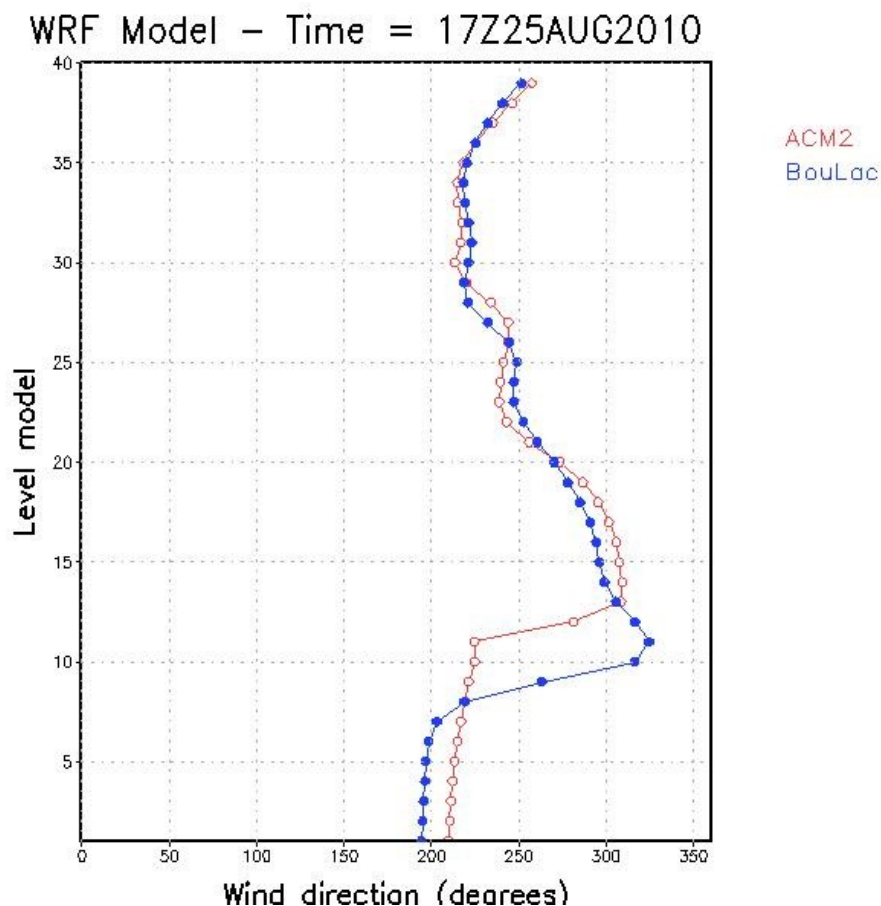


**Figura 39.** Simulación de la evolución temporal de la dirección del viento (grados) del 25 al 31 de Agosto 2010 en los primeros 1000 metros de altura desde el nivel del suelo en la posición donde se encontraba el instrumento WindRASS, obtenida con dos parametrizaciones WRF-PBL diferentes: ACM2 (abajo) y BouLac (arriba). El eje vertical de los gráficos representa los niveles del modelo meteorológico WRF (rango de 1 a 7). Los primeros 7 niveles del modelo equivalen aproximadamente a los primeros 1000 metros de altura desde el nivel del suelo (ver Anexo IV).

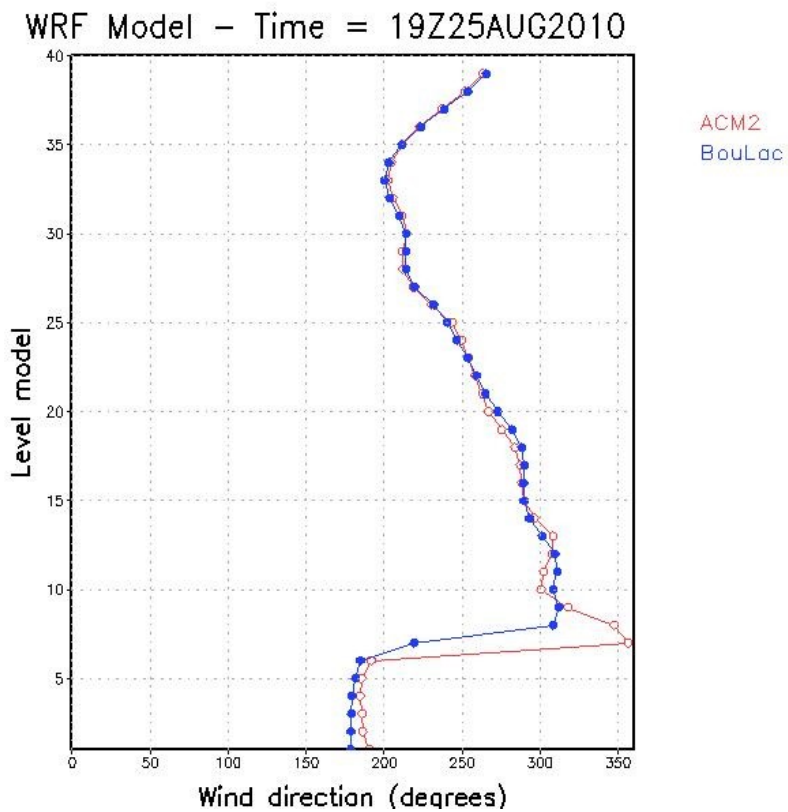
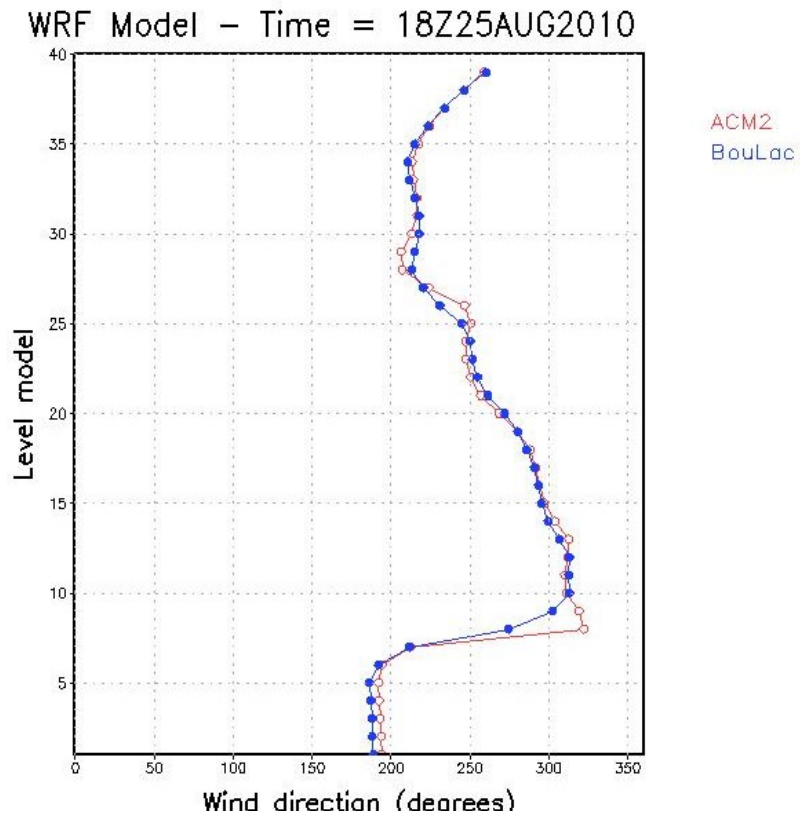


Como se observa en esta Figura 39, el modelo WRF reproduce la diferencia observada en la dirección del viento entre los dos primeros días y los siguientes: días con predominio procesos mesoescalares (tonos azul-verde) vs días con predominio de procesos a escalas meteorológicas mayores (tonos naranja-rojo).

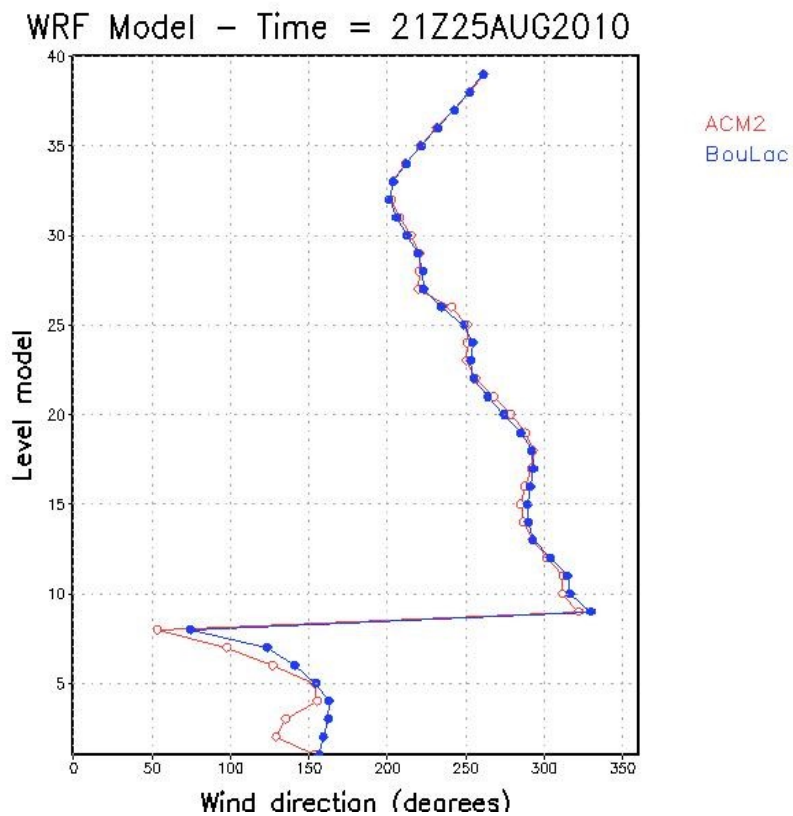
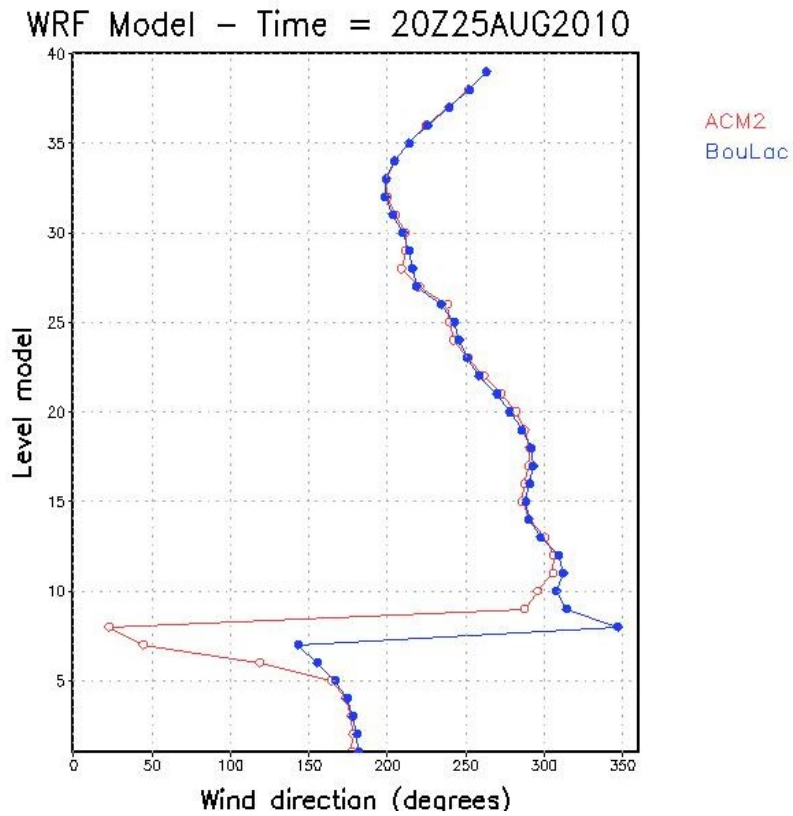
Los perfiles verticales de viento del modelo muestran el paso de 200 grados a 80 grados de las 18:00 UTC a las 22:00 UTC pero no con un paso intermedio por 150 grados como se ha observado experimentalmente. El paso de condiciones convectivas a estabilidad nocturna sí lo muestra el modelo pero la llegada de la brisa del mar a Raimat a partir de las 18:00 UTC no se aprecia en la dirección. Esto puede deberse a la resolución espacial vertical del modelo. Con respecto a las diferencias entre ambos esquemas PBL, las 17:00 UTC (condiciones convectivas), el esquema ACM2 ofrece una altura a la que se produce la cizalla en la dirección mayor que el esquema BouLac . De 17:00 a 18:00 UTC tenemos una reducción de esta altura (1000 m; level 7), a las 19:00 UTC se observa diferencia entre la altura que dan ambas parametrizaciones y a las 20:00 UTC los esquemas no reproducen igual esta cizalla. A las 21:00-22:00 UTC los esquemas reproducen de forma diferente el cambio en la dirección que se da próxima a la superficie.



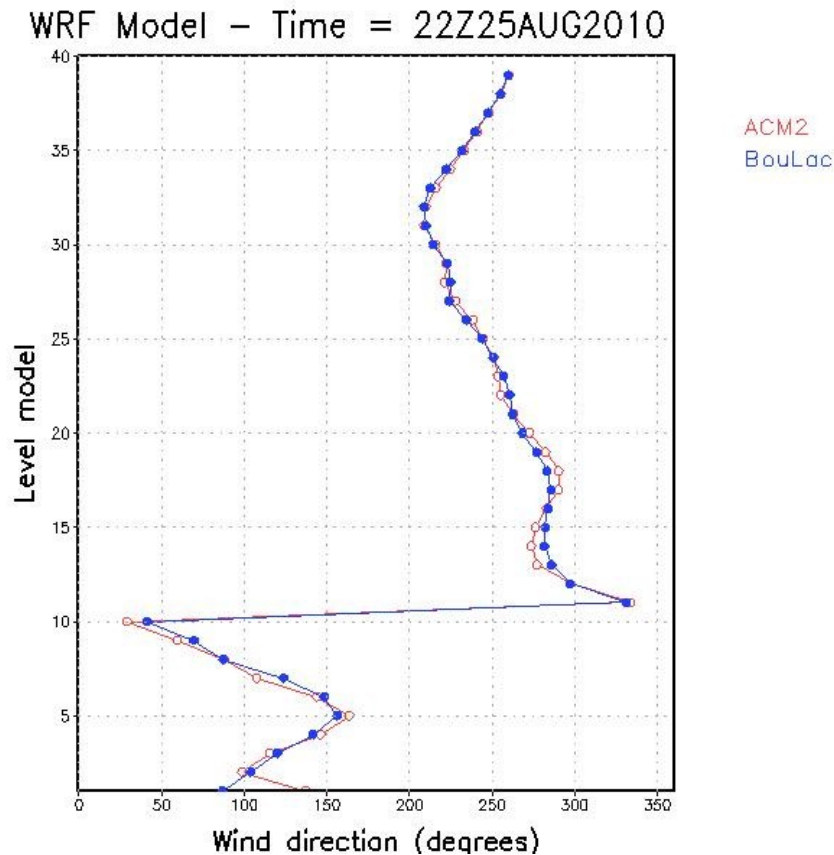
**Figura 40.** Perfil vertical de dirección del viento (grados) en Raimat (latitud 41.682, longitud 0.566, ubicación del WindRASS). DIA 25/10/2015 - 17:00 UTC a partir de los datos de las simulaciones numéricas realizadas con el modelo WRF y dos parametrizaciones PBL diferentes: ACM2 (rojo) y BouLac (azul).



**Figura 41.** Perfil vertical de dirección del viento (grados) en Raimat (latitud 41.682, longitud 0.566, ubicación del WindRASS). **DIA 25/10/2015 - 18:00 UTC (arriba) y 19:00 UTC (abajo)** a partir de los datos de las simulaciones numéricas realizadas con el modelo WRF y dos parametrizaciones PBL diferentes: ACM2 (rojo) y BouLac (azul).

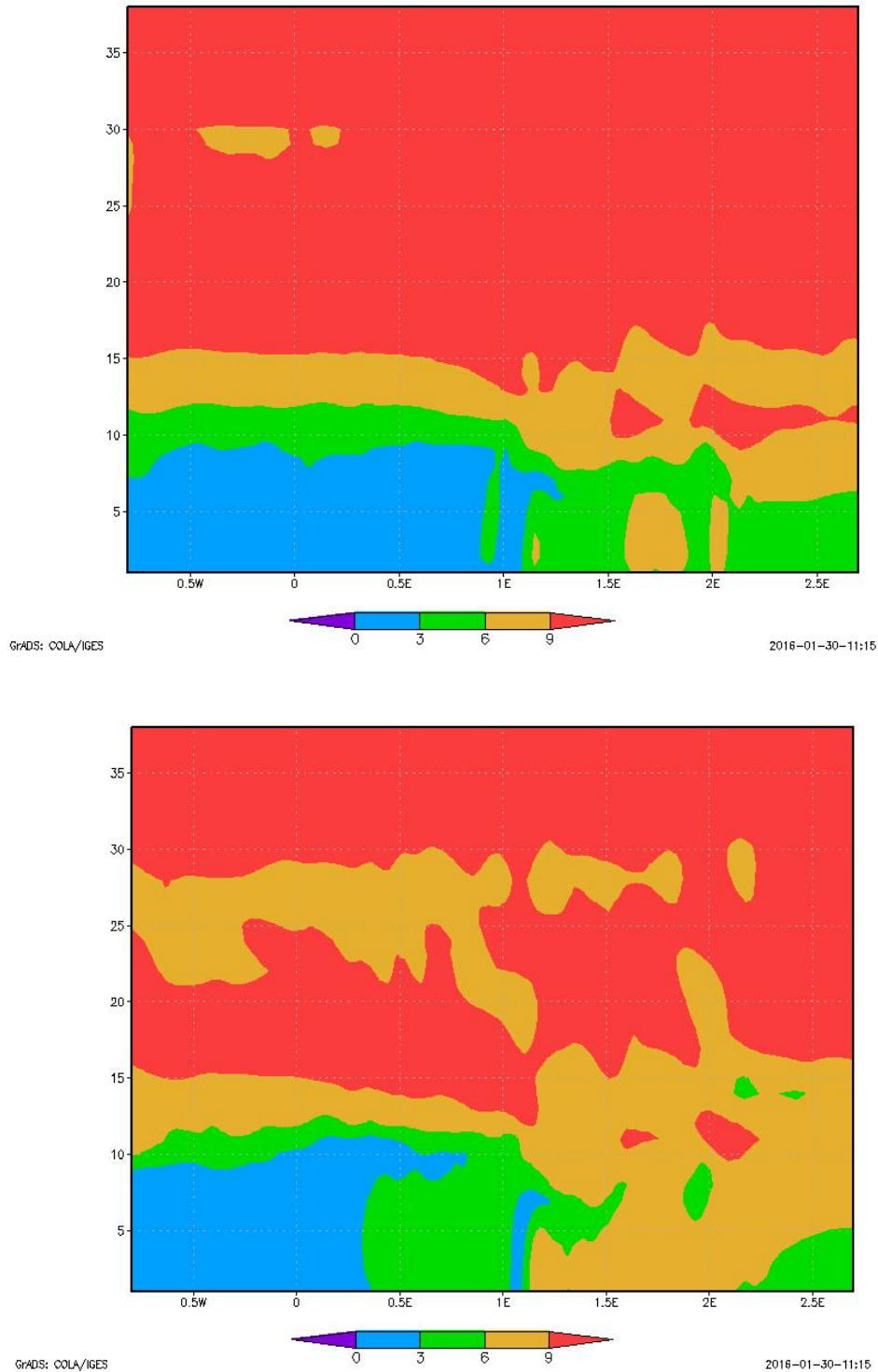


**Figura 42.** Perfil vertical de dirección del viento (grados) en Raimat (latitud 41.682, longitud 0.566, ubicación del WindRASS). DIA 25/10/2015 - 20:00 UTC (arriba) y 21:00 UTC (abajo) a partir de los datos de las simulaciones numéricas realizadas con el modelo WRF y dos parametrizaciones PBL diferentes: ACM2 (rojo) y BouLac (azul).



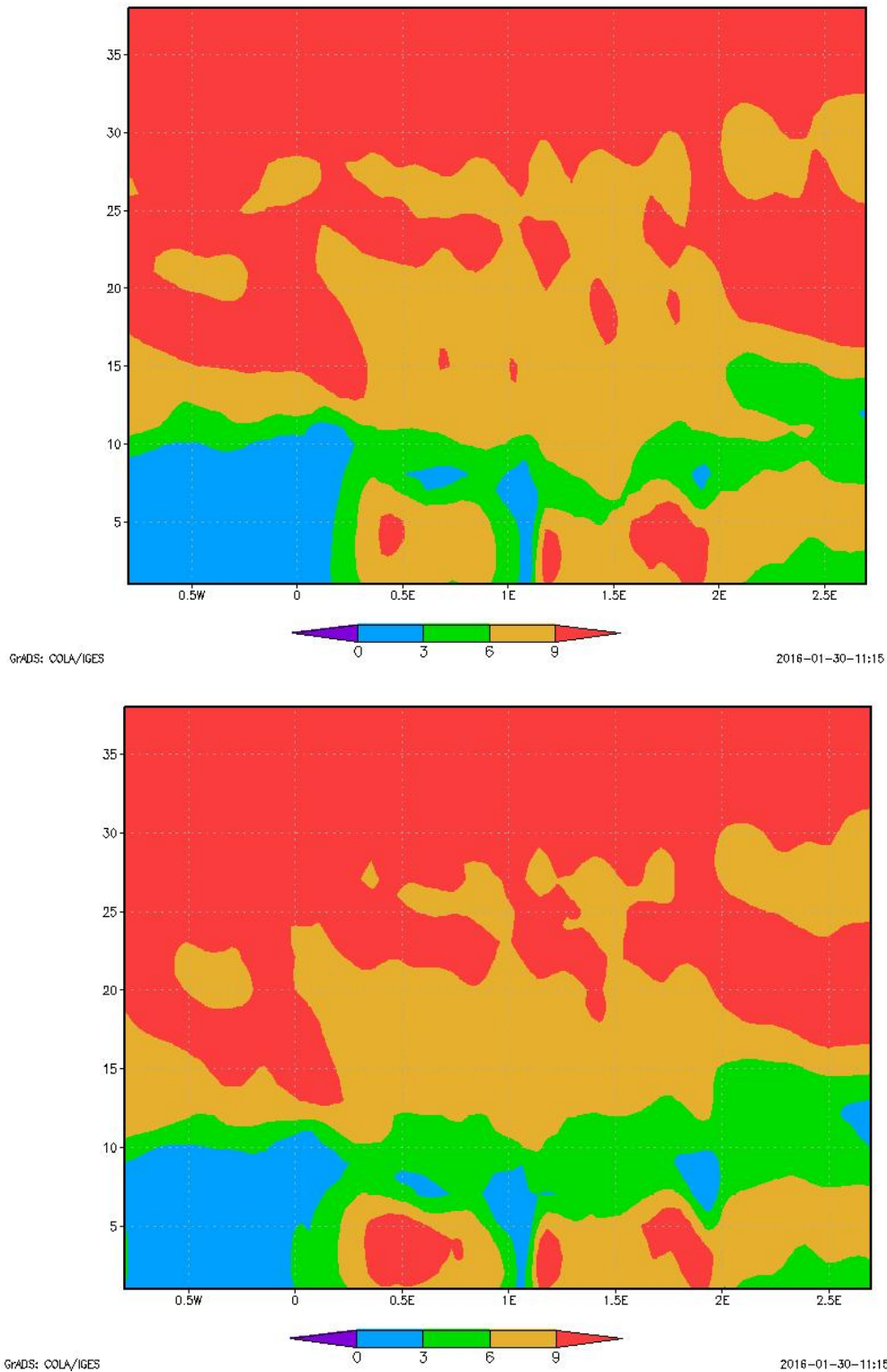
**Figura 43.** Perfil vertical de dirección del viento (grados) en Raimat (latitud 41.682, longitud 0.566, ubicación del WindRASS). **DIA 25/10/2015 - 22:00 UTC** a partir de los datos de las simulaciones numéricas realizadas con el modelo WRF y dos parametrizaciones PBL diferentes: ACM2 (rojo) y BouLac (azul).

Para obtener información sobre la **procedencia de los flujos** que llegan a Raimat durante la tarde-noche, se ha analizado la evolución espacial y temporal de la velocidad del viento simulada a una latitud concreta (realizando un corte transversal siguiendo la línea representada en la Figura 47), es decir, se ha analizado la variación espacial de la velocidad del viento con la longitud y la altura (Figuras 44, 45 y 46). El modelo WRF con el esquema BouLac muestra para el día 25/08/2010 de 12:00 a 16:00 UTC una velocidad en los primeros 7 niveles del modelo (1000 metros altura aproximadamente sobre el suelo) que va aumentando con el tiempo pasando de velocidades menores de 3 m/s a velocidades mayores de 6 m/s al final de la tarde (de azul a verde y amarillo en Figuras 44). Raimat está en la longitud 0.566. A partir de las 17:00 UTC en los niveles próximos al suelo se distinguen 3 zonas donde las velocidades de viento son mayores (zonas del gráfico en rojo) en las longitudes 0.5, 1.2, 1.8 aproximadamente (latitud fija 41.4). Estas zonas podrían coincidir con las direcciones por donde está entrando la brisa marina a la plana de Lleida.



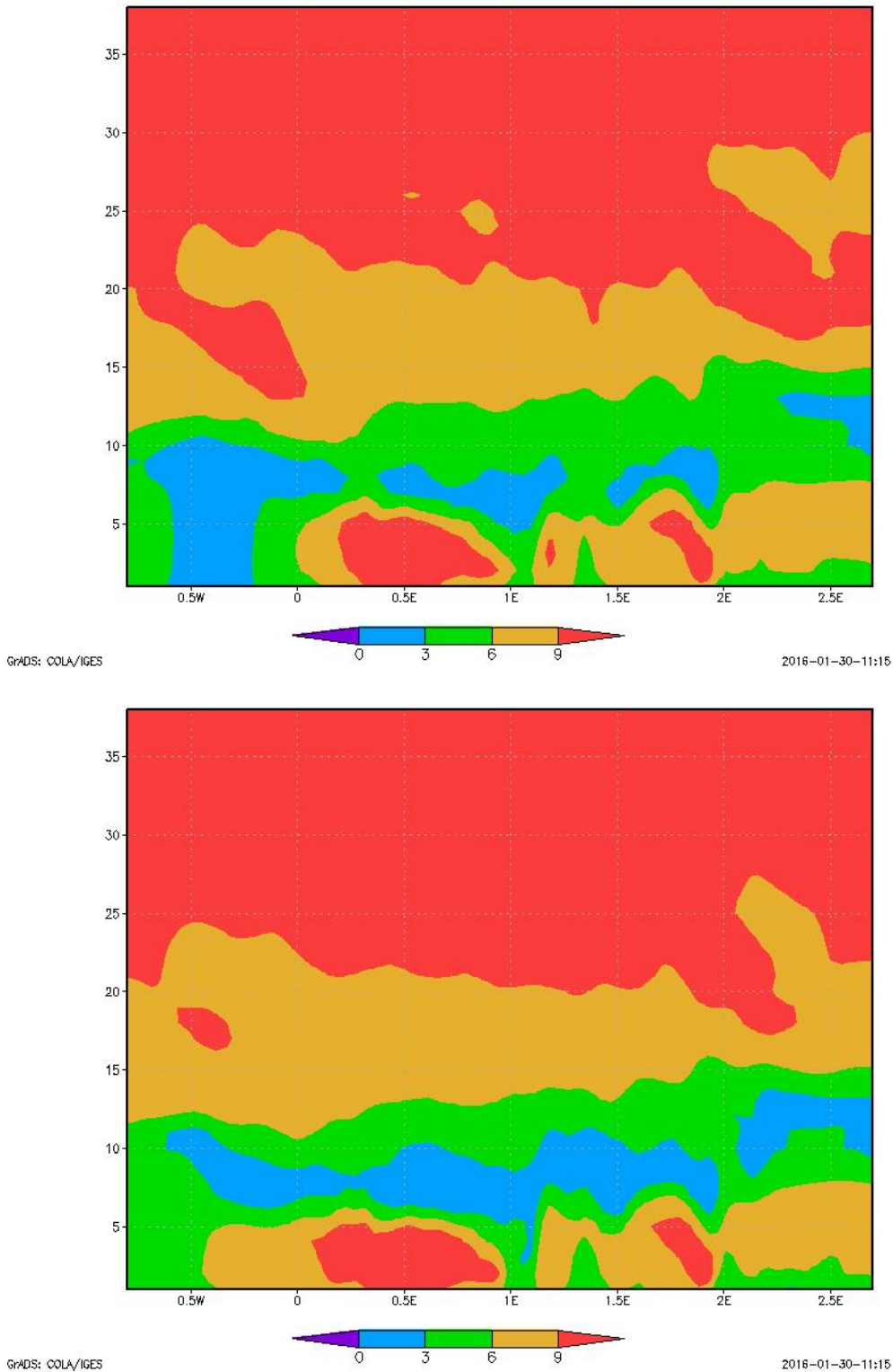
**Figura 44.** Variación espacial de la velocidad del viento con la longitud y la altura (sección transversal a latitud fija 41.4) del día 25/07/2010 12:00 UTC (arriba) y 14:00 UTC (abajo). Gráficos de datos simulados con modelo WRF y esquema PBL BouLac. Raimat se encuentra en latitud 41.682 y longitud 0.566. Velocidades  $v < 3$  m/s en azul, velocidades entre 3 y 6 m/s en verde y velocidades mayores de 6 m/s en amarillo y rojo. El eje vertical representa los niveles del modelo, los primeros 7 niveles corresponden a los primeros 1000 metros desde la superficie. El eje horizontal es la longitud geográfica.





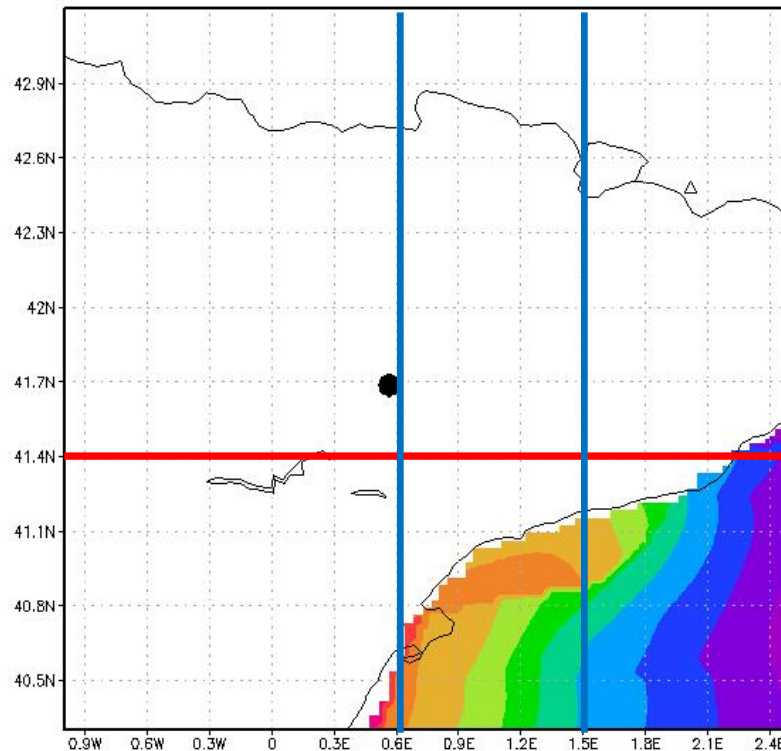
**Figura 45.** Variación espacial de la velocidad del viento con la longitud y la altura (sección transversal a latitud fija 41.4) del día 25/07/2010 a las 16:00 UTC (arriba) y 17:00 UTC (abajo). Gráficos de datos simulados con modelo WRF y esquema PBL BouLac. Raimat se encuentra en latitud 41.682 y longitud 0.566. A partir de las 17:00 UTC alrededor de las longitudes 0.5, 1.2, 1.8 (latitud 41.4) se distinguen tres zonas diferenciadas con velocidad de viento mayor que en sus alrededores (gráfico inferior, zonas en rojo por debajo de los primeros 7 niveles del modelo o primeros 1000 m sobre el nivel del suelo). Estas zonas podrían estar indicando la dirección por donde está accediendo la brisa marina a la plana de Lleida.





**Figura 46.** Variación espacial de la velocidad del viento con la longitud y la altura (sección transversal a latitud fija 41.4) del día 25/07/2010 a las 18:00 UTC (arriba) y 19:00 UTC (abajo). Gráficos de datos simulados con modelo WRF y esquema PBL BouLac. Raimat se encuentra en latitud 41.682 y longitud 0.566. A partir de las 16:00 UTC sobre las longitudes 0.5, 1.2, 1.8 (latitud 41.4) se distinguen tres zonas diferenciadas con velocidades de viento mayor que en sus alrededores (rojo) que podrían estar indicando la dirección por donde está accediendo la brisa marina a la plana de Lleida. En el gráfico inferior, la dirección alrededor de la latitud 0.5E presenta velocidades de viento mayores que sus alrededores coincidiendo con el Valle del Ebro.

La Figura 47 muestra las coordenadas geográficas, latitud en eje vertical y longitud en eje horizontal, del entorno del área de estudio (Raimat representado con punto negro) y las líneas que se han seguido para realizar los cortes transversales de las Figuras 44-46 (línea roja) y Figuras 76-79 (azul).



GrADS: COLA/IGES

2016-02-12-18:59

**Figura 47.** Líneas que se han seguido para realizar los cortes transversales de las Figuras 44, 45 y 46 (variación espacial de la velocidad del viento con la longitud y la altura, línea horizontal roja) y las Figuras 76, 77 y 78 (variación espacial de  $QVAPOR$  con la latitud y la altura, líneas verticales azules). Coordenadas geográficas, latitud y longitud, del entorno del área de estudio (Raimat) representada con punto negro sobre el gráfico.

Para continuar con el análisis sobre la procedencia de las masas de aire, el cambio en la dirección del viento de 140-110  $\rightarrow$  90-60 durante la tarde-noche y la relación con el aumento de humedad específica en Raimat, se ha analizado la evolución espacial y temporal del vapor de agua (variable  $QVAPOR$  en Kg/Kg, output del modelo WRF) y la temperatura potencial (variable  $theta$  en Kelvin, output del modelo WRF) de los datos simulados.

## 7.2. TEMPERATURA POTENCIAL

La temperatura potencial ( $\theta$ ) ajusta la temperatura a los cambios de altitud y presión y se utiliza para comparar parcelas de aire de diferente origen. En un proceso adiabático, la temperatura potencial siempre permanece constante. Se define como la temperatura que resultaría si una parcela de aire se lleva adiabáticamente a la presión de referencia de 1000 mb.

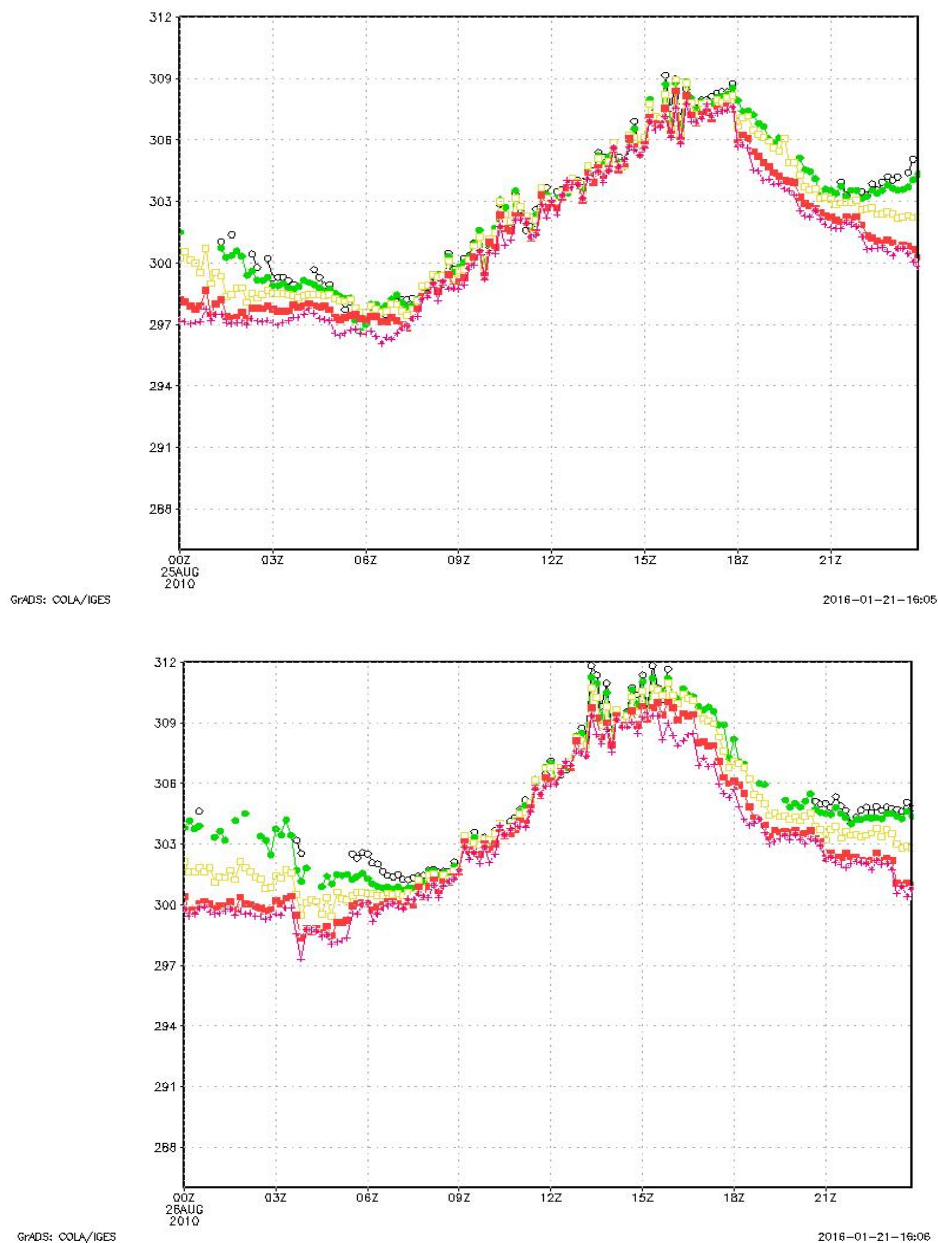
$$\theta = T \left( \frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R_d}{C_p}}$$

donde  $R_d$  es la constante de gases para el aire seco ( $287 \text{ J Kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ) y  $C_p$  es el calor específico ( $1005 \text{ J Kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ) y  $p_0$  es la presión de referencia 1000 mb.  $R_d / C_p = 0.286$ .

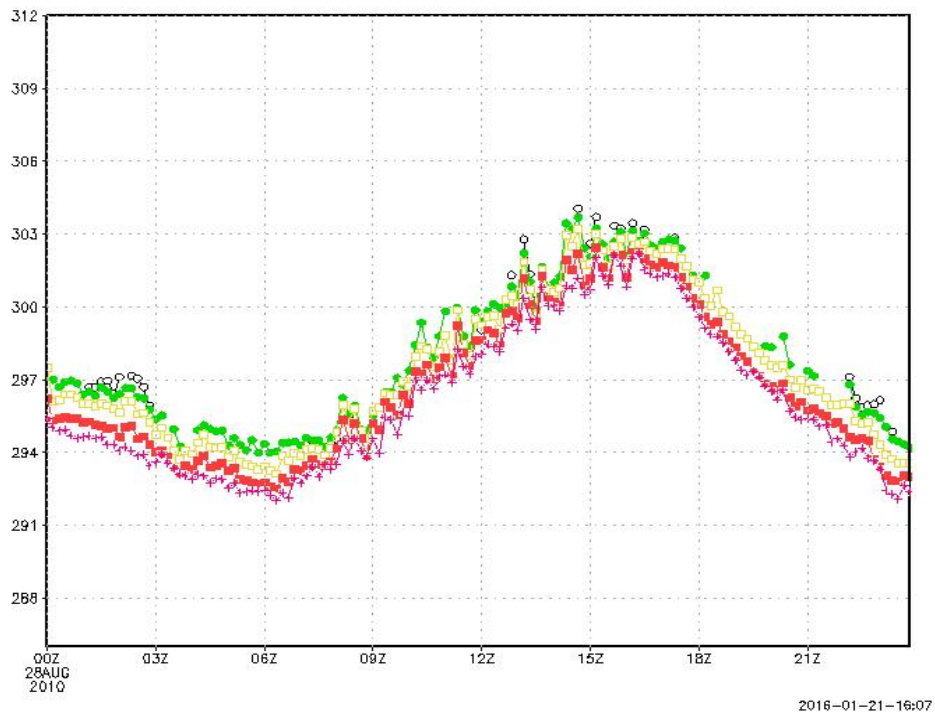
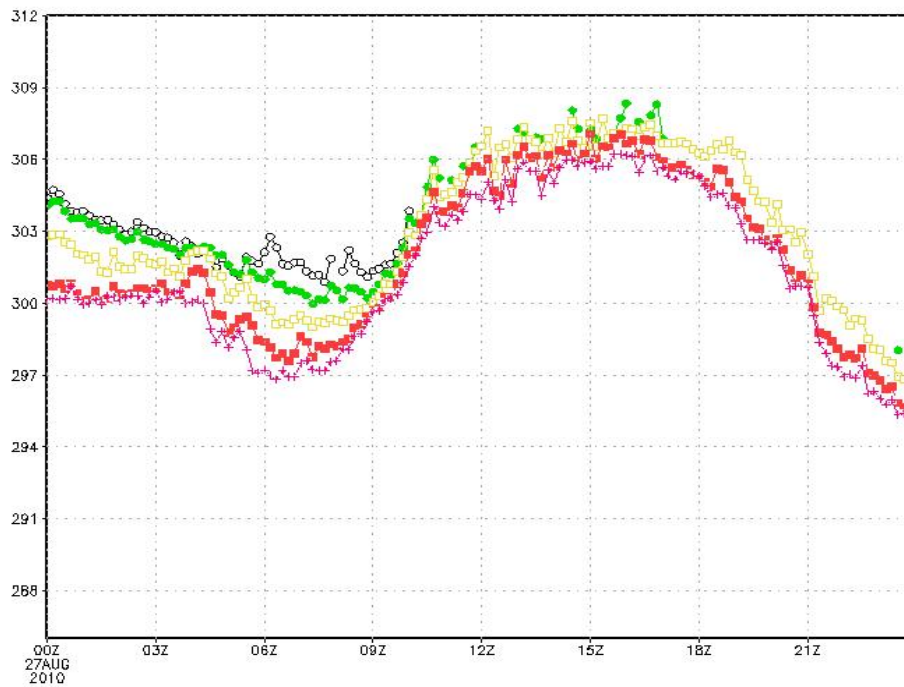
Para este estudio se ha analizado la temperatura potencial a partir de los datos de las observaciones (WindRASS) y también a partir de las simulaciones del modelo meteorológico WRF - ACM2/BouLac.

El análisis de las observaciones se ha realizado con la temperatura potencial virtual dada por la expresión:  $\theta_v = T_v (1000/p)^{0.2856}$ . El instrumento WindRASS ofrece medida directa de la temperatura virtual ( $T_v$ ). Con los datos de las observaciones, se ha calculado  $\theta_v$  de los 40 m a los 360 m sobre el nivel del suelo que son las alturas a las que ofrece medida el instrumento y para cada tiempo (resolución temporal del instrumento 10 minutos).

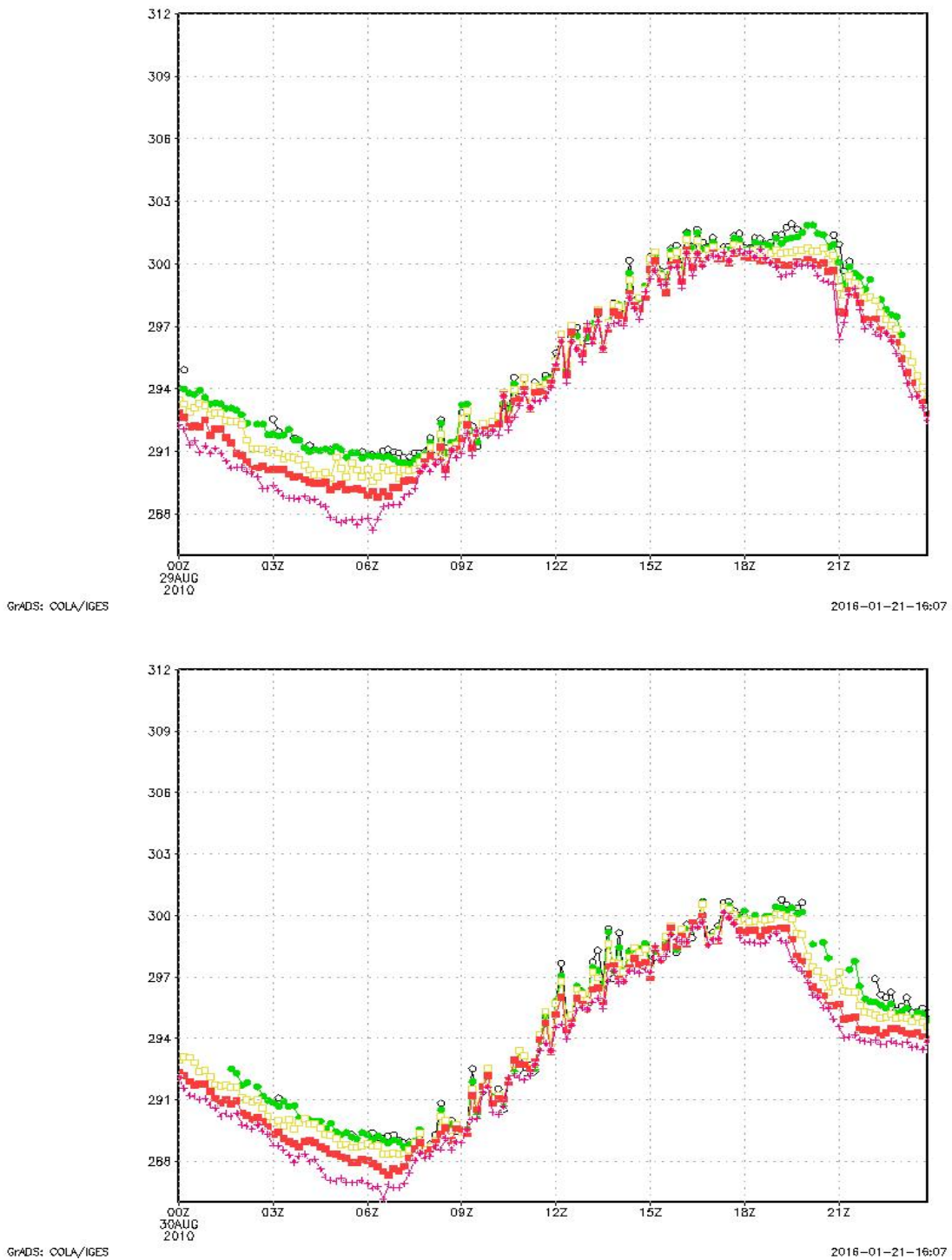
Las siguientes gráficas (Figuras 48, 49 y 50) muestran la evolución diaria de la temperatura potencial virtual (en Kelvin) obtenida con las medidas del instrumento WindRASS durante los seis días del caso de estudio de 00:00 UTC a 23:59 UTC, es decir, se presenta un gráfico por día y en cada gráfico una curva para cada altura: 40 m (rosa), 100 m (rojo), 160 m (amarillo), 220 m (verde), 290 m (negro). De estas curvas llama la atención la evolución diaria de la temperatura potencial al final de la tarde durante los dos primeros días cuya evolución es descendente pero de forma escalonada entre las 18:00 UTC y las 21:00 UTC. Comparando la temperatura máxima diaria alcanzada se observa durante los días del caso de estudio que desciende con el paso de los días, pasando de una temperatura máxima aproximada de 309 K el día 25 a 298 K el día 30 (Figuras 48, 49 y 50).



**Figura 48.** Evolución diaria de la **temperatura potencial virtual** a diferentes alturas obtenida con las medidas del **WindRASS**: 40 m (rosa), 100 m (rojo), 160 m (amarillo), 220 m (verde), 290 m (negro). Cada gráfico representa un día, del 25/08/2010 (arriba) y el 26/08/2010 (abajo). La ausencia de puntos negros se debe a la falta de medidas de WindRASS a esa altura. La  $\theta_v$  a partir de las 21:00 UTC el día 25 sigue una evolución diferente, el instrumento puede estar registrando masas de aire de distinta procedencia a diferente altura. El día 26 también muestra un comportamiento diferente a los días posteriores a partir de las 19:00 UTC con un descenso de  $\theta_v$  con el tiempo, pero de forma escalonada, sobre las 18:00-19:00UTC y las 21:00UTC se constante la  $\theta_v$  durante unas 2 horas.



**Figura 49.** Evolución diaria de la **temperatura potencial virtual** a diferentes alturas obtenida con las medidas del WindRASS: 40 m (rosa), 100 m (rojo), 160 m (amarillo), 220 m (verde), 290 m (negro). Cada gráfico representa un día, del 27/08/2010 (arriba) y el 28/08/2010 (abajo). La ausencia de puntos negros se debe a la falta de medidas de WindRASS a esa altura. A los días, la  $\theta_v$  a partir sigue una evolución temporal diferente a los dos días anteriores a partir de las 18:00UTC. El cambio de situación meteorológica (predominio forzamiento mesoescalar – predominio forzamiento sinóptico) es responsable de este cambio en la evolución de  $\theta_v$ .

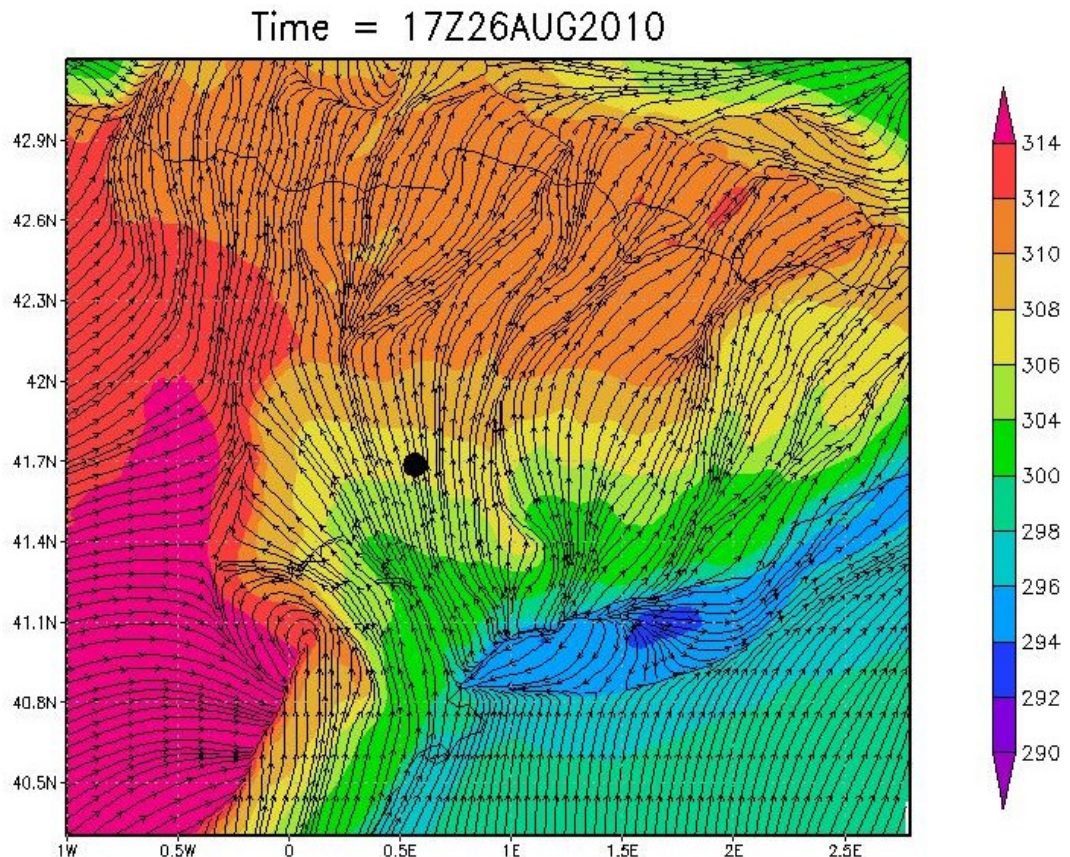


**Figura 50.** Evolución diaria de la **temperatura potencial virtual ( $\theta_v$ )** a diferentes alturas obtenida con las medidas del WindRASS: 40 m (rosa), 100 m (rojo), 160 m (amarillo), 220 m (verde), 290 m (negro). Cada gráfico representa un día, del 29/08/2010 (arriba) y el 30/08/2010 (abajo). La ausencia de puntos negros se debe a la falta de medidas de WindRASS a esa altura. El día 29, la  $\theta_v$  sigue una evolución temporal similar a los dos días anteriores (misma situación meteorológica, predominio forzamiento sinóptico). Y el día 30 a partir de las 21:00UTC observamos un descenso de  $\theta_v$  que presenta de nuevo una forma escalonada ( $\theta_v$  constante) con menor pendiente. Al final del día 30 (último día del caso e estudio) la situación meteorológica vuelve a estar dominada por los procesos mesoescalares.



Pasemos ahora a ver cómo el modelo meteorológico mesoescalar WRF reproduce la temperatura potencial. El modelo ofrece, entre sus variables output, *theta* o temperatura potencial (en Kelvin). El análisis que sigue se realiza con datos simulados.

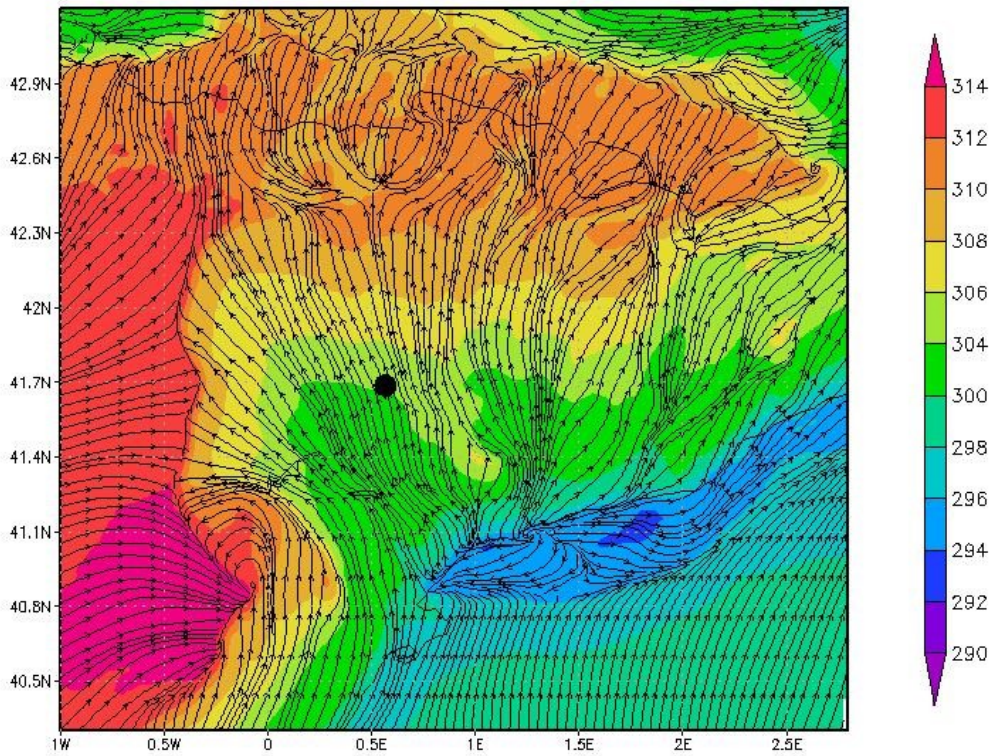
La distribución espacial horizontal de temperatura potencial (*theta*) a los 290 m aproximadamente (primer nivel del modelo) resultado de la simulación WRF-ACM2 se muestra en la Figuras 51-57 junto con la dirección del viento a ese mismo nivel (streamlines en negro), con la latitud en el eje vertical y la longitud en el eje horizontal, y el rango de variación de temperatura de 290 K (morado-azul) a 314 K (rojo-magenta). La posición de Raimat (coordenadas de la ubicación del WindRASS) se representa con un punto en negro sobre el gráfico. El día 26 representa un escenario con predominio de procesos mesoescalares (Figuras 51-54) y el día 28 representa un escenario con predominio de la escala sinóptica (Figuras 55-57). En tonos verdes se observa el avance de masas de aire procedentes del mar (con misma temperatura potencial). En ambos días, el modelo muestra el descenso de temperatura en Raimat a medida que avanza la tarde-noche pero cada día presenta un rango de variación de temperatura diferente, lo que indica que son escenarios meteorológicos diferentes. Si comparamos el descenso de temperatura potencial que ofrece el modelo de las 17:00 a las 22:00, observamos que el día 28 presenta mayor variación en Raimat que el día 26. Con respecto a la dirección del viento, los gráficos del día 26 muestran procedencia de masas de aire del mar y el día 28 vientos en Raimat de componente W-NW todo el día. Los datos simulados muestran que el descenso de temperatura potencial por la tarde-noche de ambos días es diferente, como muestran las medidas del WindRASS (Figuras 48 y 49).



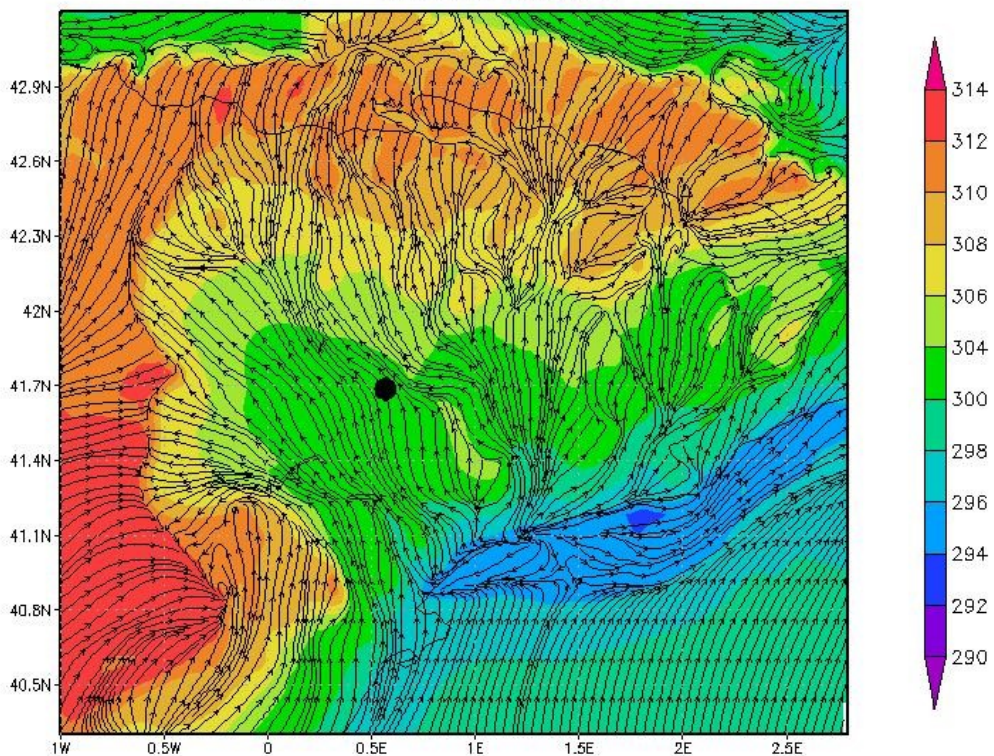
**Figura 51.** Simulación de la distribución espacial horizontal de temperatura potencial (*theta*) y campo de viento a 290 m del nivel del suelo (primer nivel del modelo) el día 26/08/2010 17:00UTC.



Time = 18Z26AUG2010

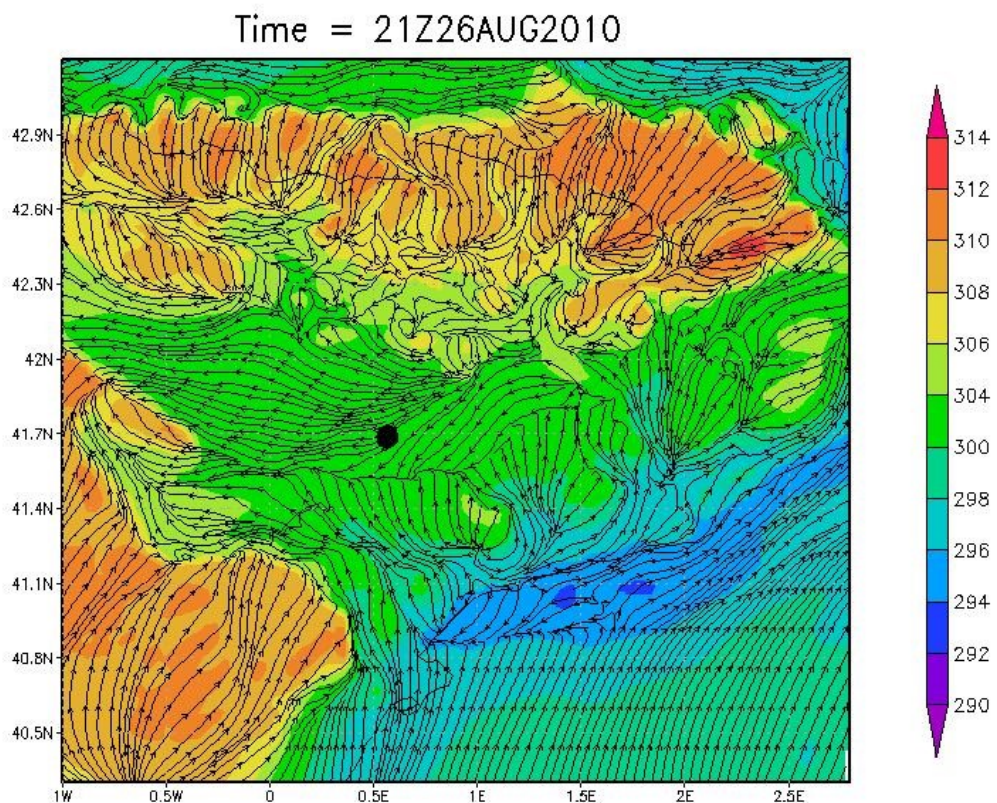
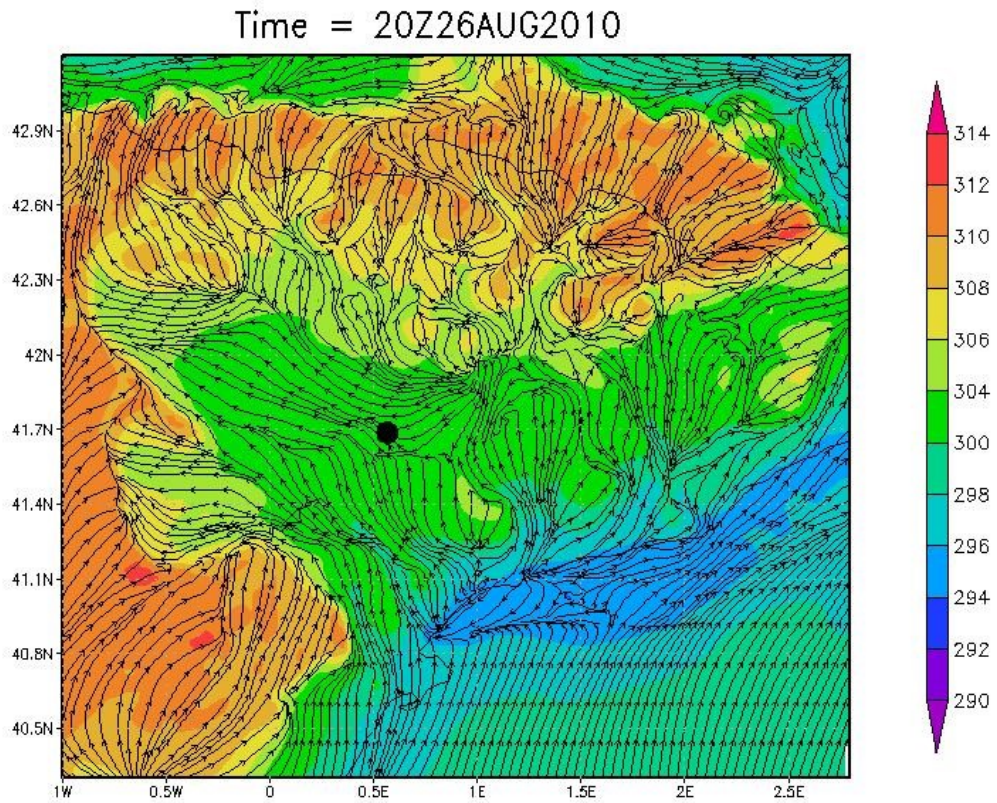


Time = 19Z26AUG2010



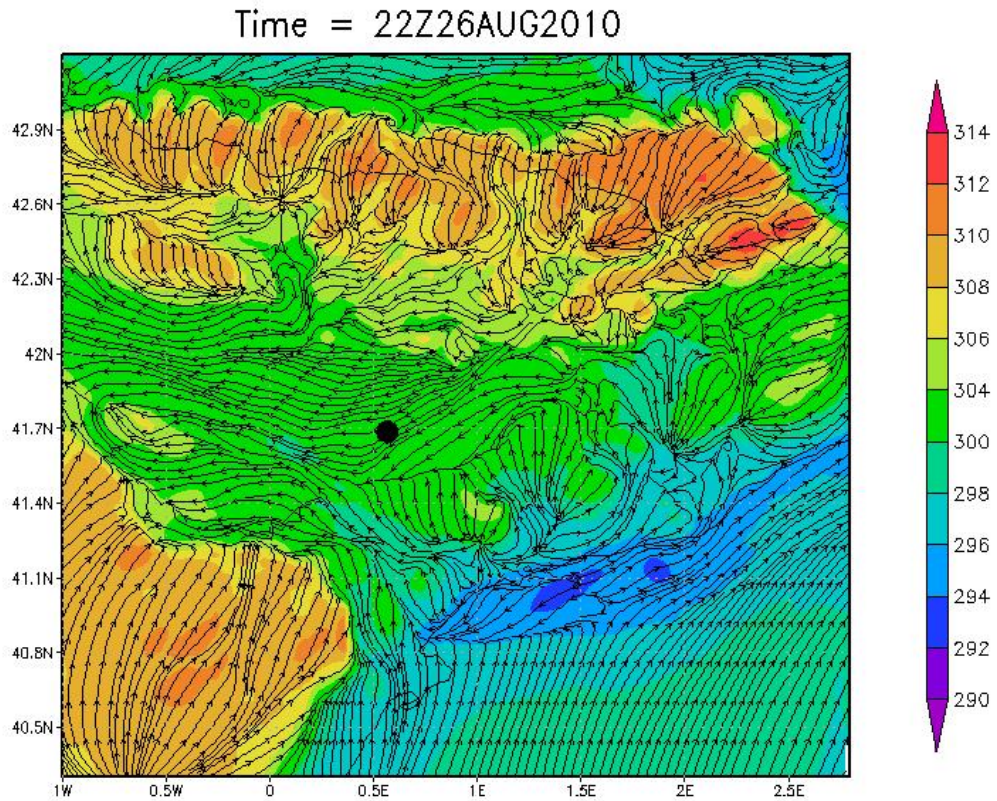
**Figura 52.** Simulación de la distribución espacial horizontal de temperatura potencial ( $\theta$ ) y campo de viento a 290 m del nivel del suelo (primer nivel del modelo). En colores se representa  $\theta$  en Kelvin con un rango de variación de 290 K (morado-azul) a 314 K (rojo-magenta) y con streamlines en negro la dirección del viento. 26/08/2010 18:00 UTC (arriba) y 19:00 UTC (abajo)





**Figura 53.** Simulación de la distribución espacial horizontal de temperatura potencial ( $\theta$ ) y campo de viento a 290 m del nivel del suelo (primer nivel del modelo). En colores se representa  $\theta$  en Kelvin con un rango de variación de 290 K (morado-azul) a 314 K (rojo-magenta) y con streamlines en negro la dirección del viento. 26/08/2010 20:00 UTC (arriba) y 21:00 UTC (abajo)



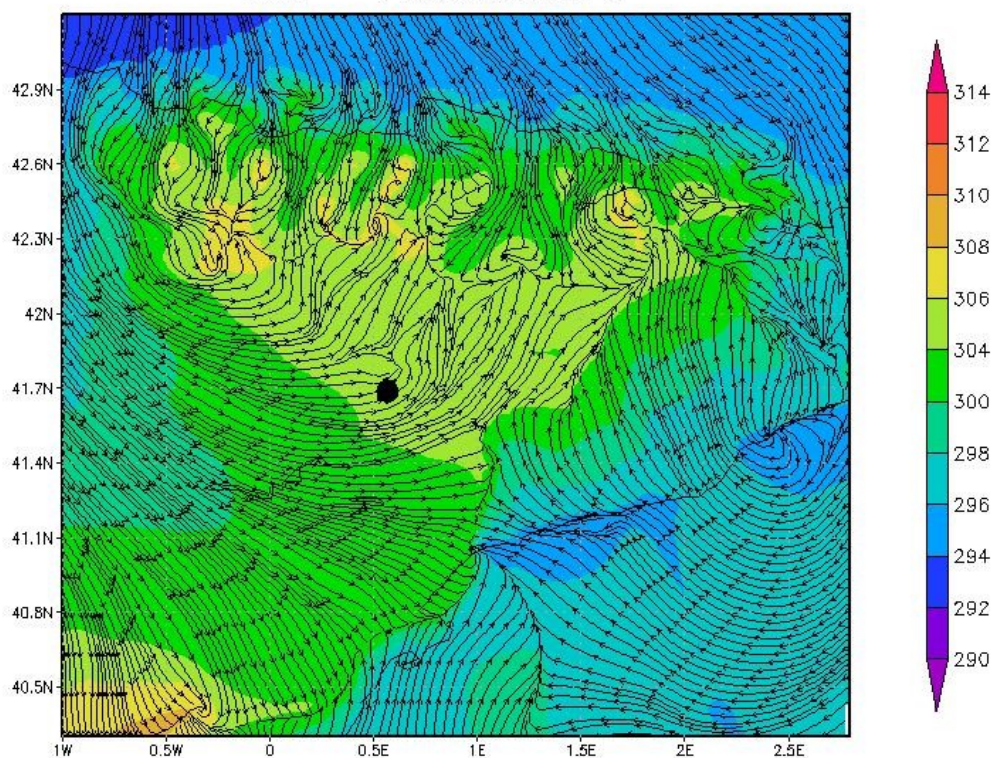


**Figura 54.** Simulación de la distribución espacial horizontal de temperatura potencial (*theta*) y campo de viento a 290 m del nivel del suelo (primer nivel del modelo) del día **26/08/2010 22:00 UTC**. En colores se representa *theta* en Kelvin con un rango de variación de 290 K (morado-azul) a 314 K (rojo-magenta) y con streamlines en negro la dirección del viento.

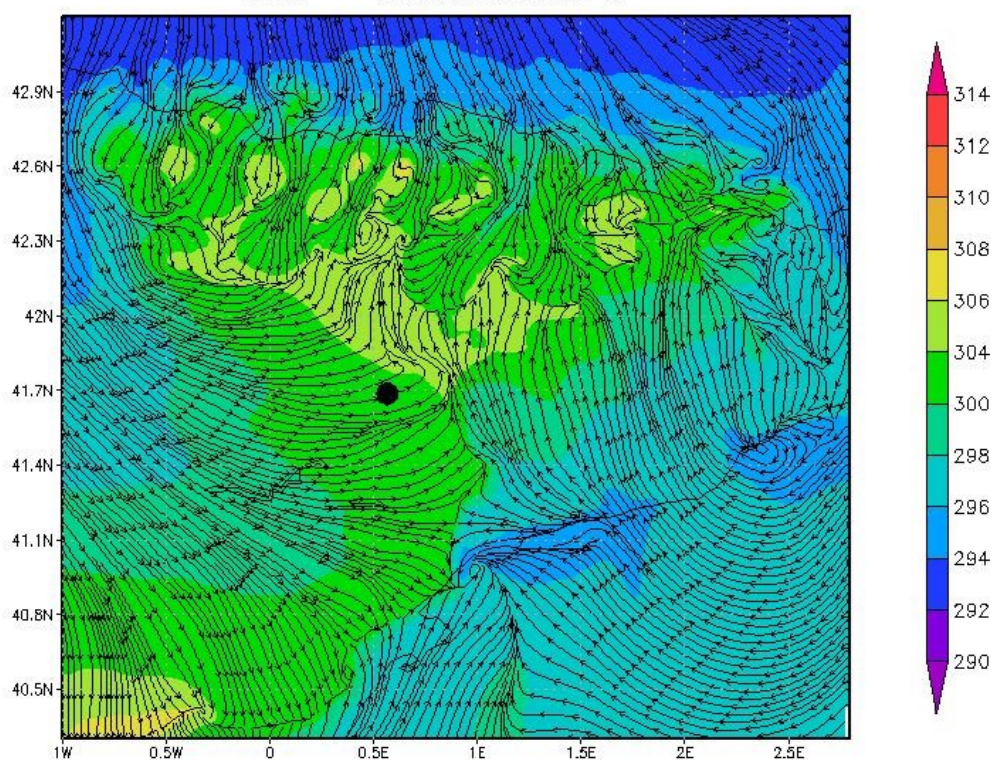
La simulación de la distribución espacial horizontal de temperatura potencial (variable *theta* output del modelo) y campo de viento a 290 m del nivel del suelo (primer nivel del modelo) del día 28/08/2010 de las 17:00UTC a 22:00UTC se presenta en las Figuras 55, 56 y 57.



Time = 17Z28AUG2010

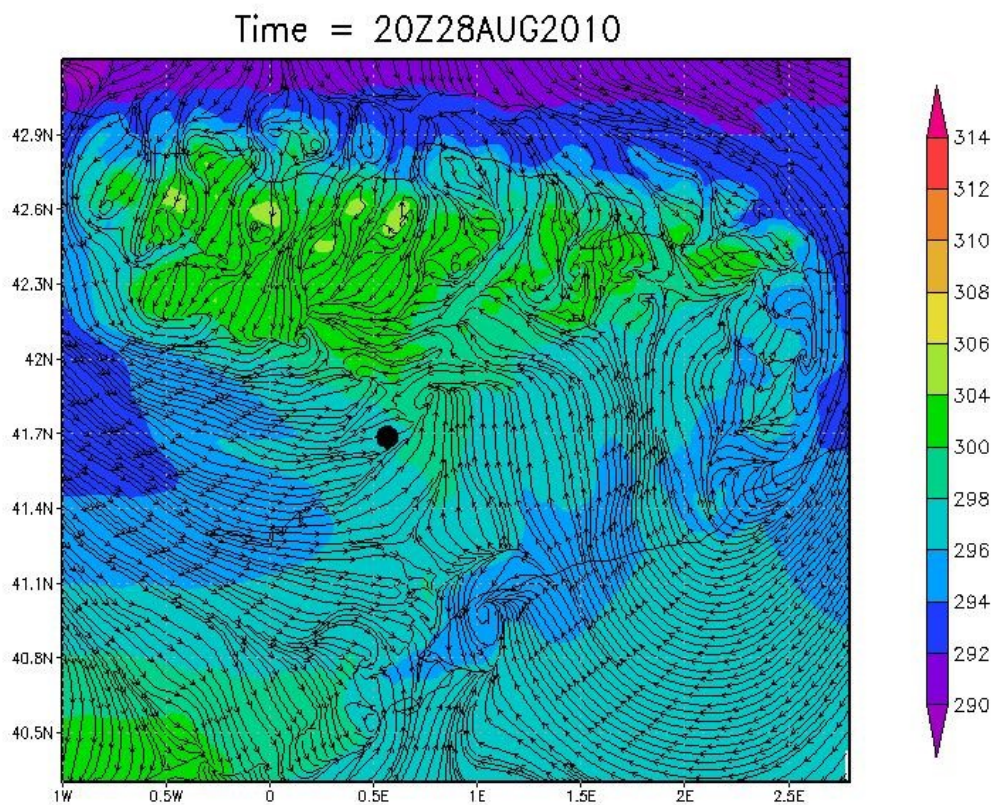
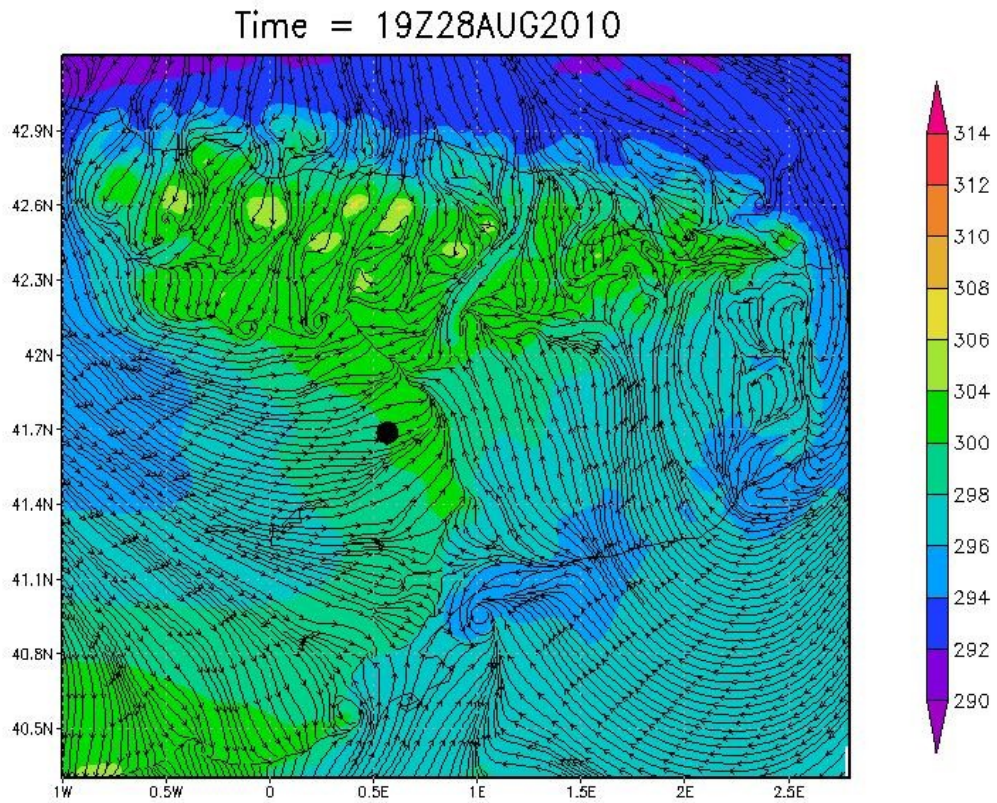


Time = 18Z28AUG2010



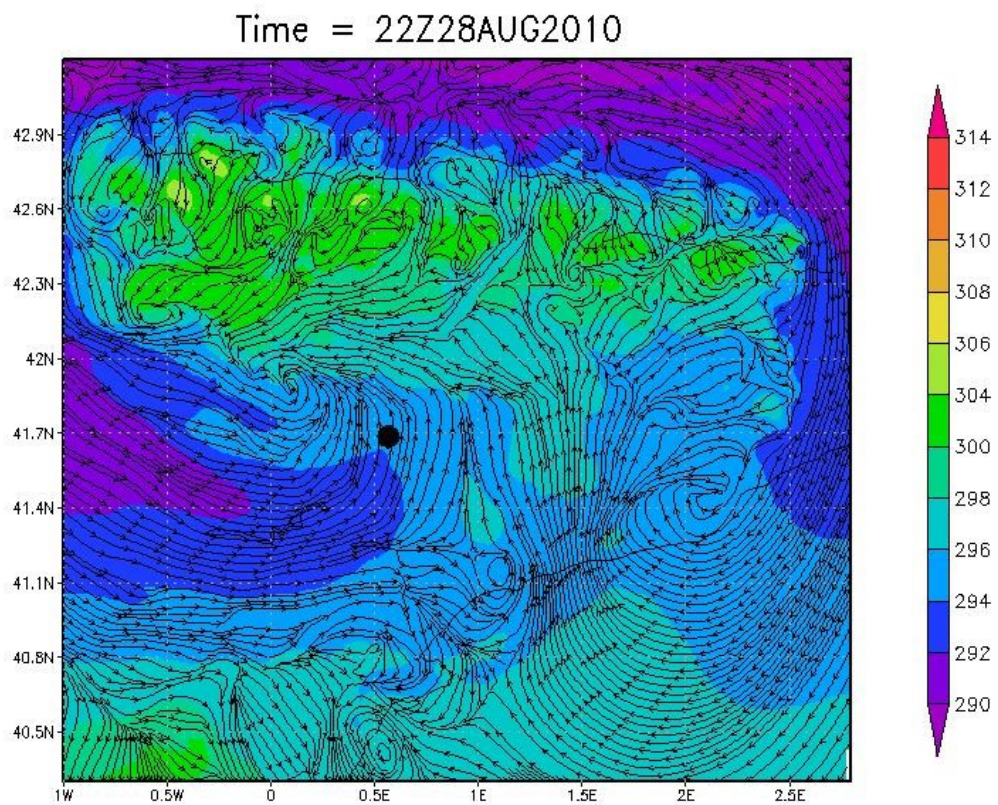
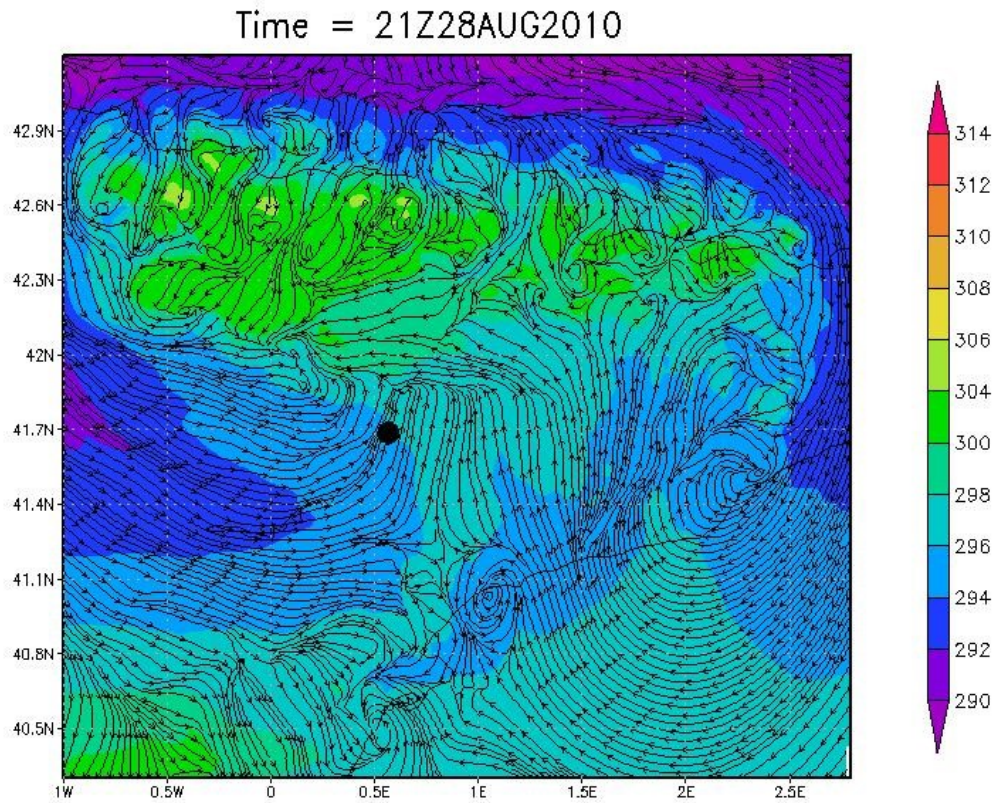
**Figura 55.** Simulación de la distribución espacial horizontal de temperatura potencial ( $\theta$ ) y campo de viento a 290 m del nivel del suelo (primer nivel del modelo). En colores se representa  $\theta$  en Kelvin con un rango de variación de 290 K (morado-azul) a 314 K (rojo-magenta) y con streamlines en negro la dirección del viento. 28/08/2010 17:00 UTC (arriba) y 18:00 UTC (abajo).





**Figura 56.** Simulación de la distribución espacial horizontal de temperatura potencial ( $\theta$ ) y campo de viento a 290 m del nivel del suelo (primer nivel del modelo). En colores se representa  $\theta$  en Kelvin con un rango de variación de 290 K (morado-azul) a 314 K (rojo-magenta) y con streamlines en negro la dirección del viento. 28/08/2010 19:00 UTC (arriba) y 20:00 UTC (abajo)





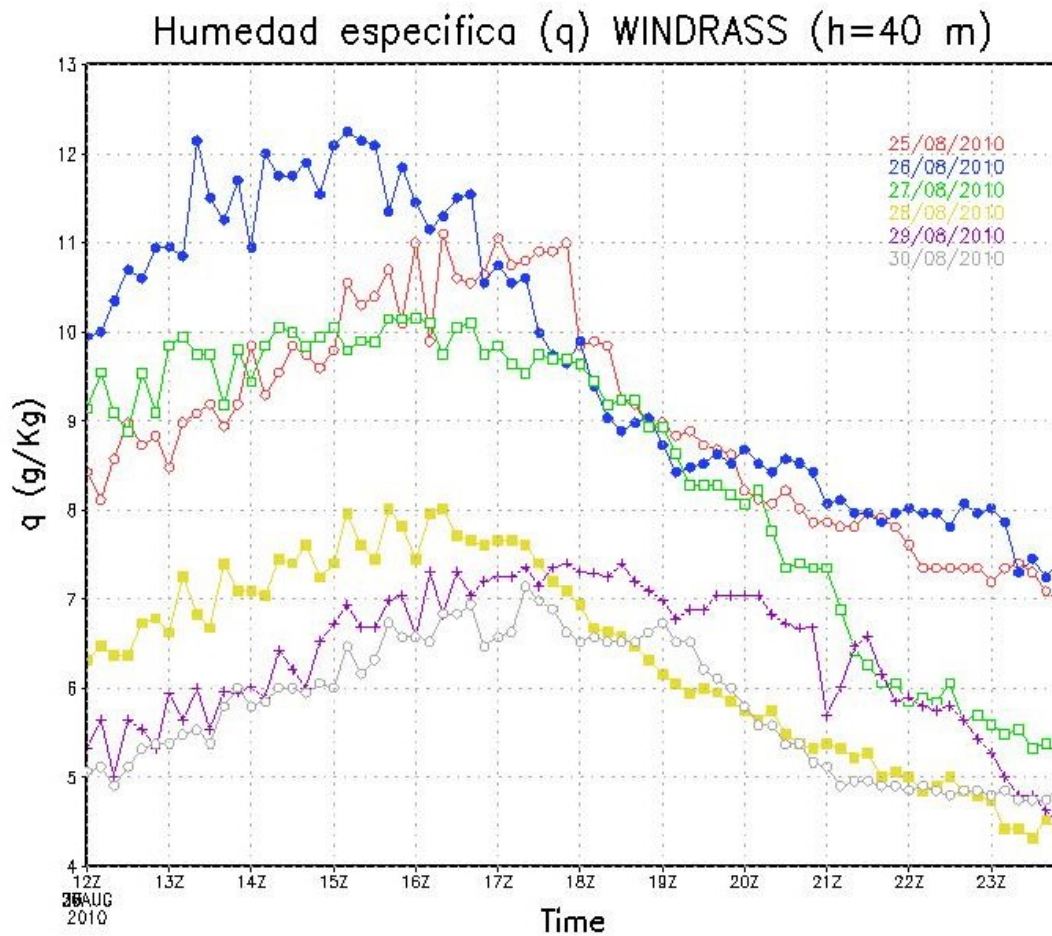
**Figura 57.** Simulación de la distribución espacial horizontal de temperatura potencial ( $\theta$ ) y campo de viento a 290 m del nivel del suelo (primer nivel del modelo). En colores se representa  $\theta$  en Kelvin con un rango de variación de 290 K (morado-azul) a 314 K (rojo-magenta) y con streamlines en negro la dirección del viento. 28/08/2010 21:00 UTC (arriba) y 22:00 UTC (abajo).

### 7.3. HUMEDAD ESPECÍFICA

La humedad específica,  $q$ , se define como la masa del vapor de agua por unidad de masa del aire húmedo. En nuestro trabajo  $q$  se ha calculado a partir de las medidas de temperatura virtual ( $T_v$ ) del WindRASS (Sección 4.1.1). Las unidades en las que se presentan los resultados de  $q$  son g/Kg. La humedad específica de los resultados del modelo WRF corresponde a la variable output QVAPOR expresada en unidades Kg/Kg.

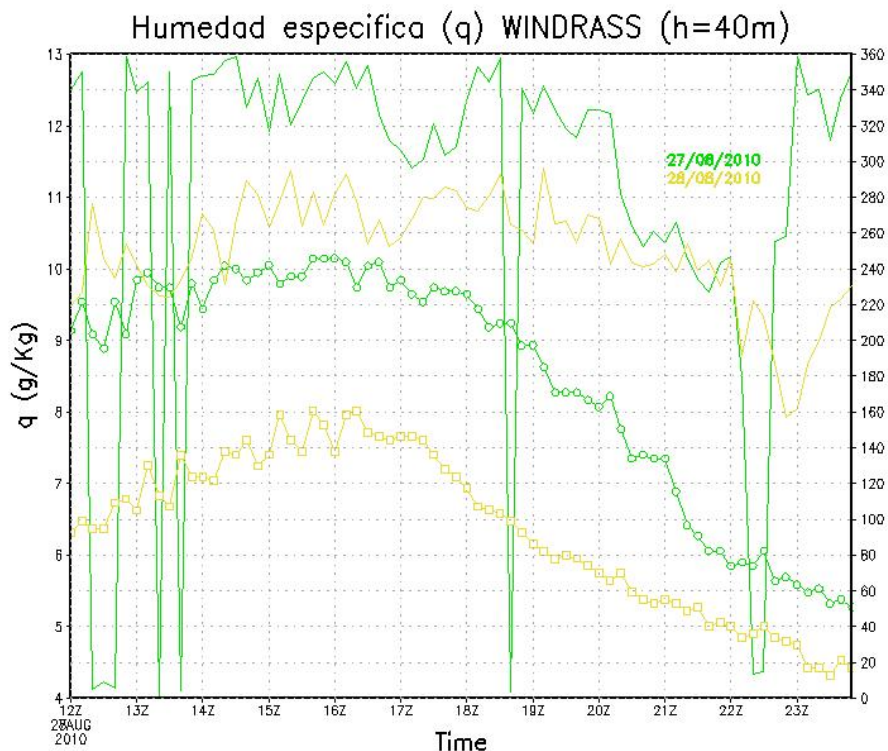
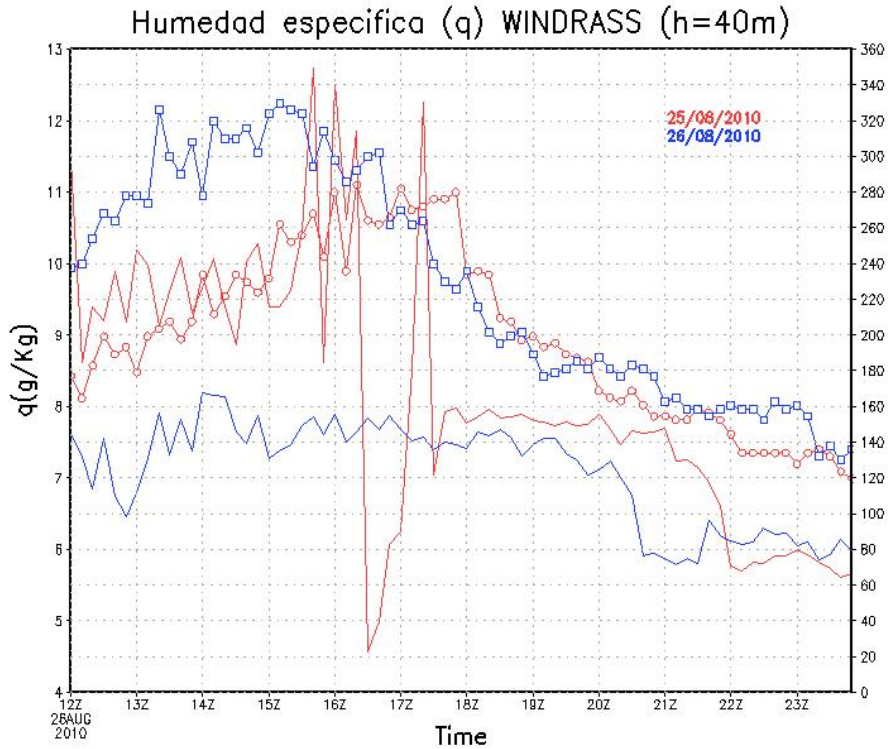
La evolución de la humedad específica,  $q$ , a lo largo del día muestra una evolución similar a la radiación solar neta con valores máximos al mediodía y un descenso de humedad durante las horas de la tarde (Anexo I). Sin embargo, durante algunos días de verano en Raimat, como muestra el caso de estudio, el descenso de  $q$  no es el esperado a partir de las 18:00 UTC porque la humedad específica desciende con el tiempo con menor pendiente de la esperada y en algunos días, durante un corto intervalo de tiempo,  $q$  se mantiene constante. Los dos primeros días (25-26) acaban en valores de  $q$  mayores que al principio del día, los dos siguientes días (27-28) el valor de  $q$  cae a valores similares a los que tenía al inicio del día y los dos últimos días (29-30) vuelve a finalizar el día con valores de  $q$  mayores que al principio del día (Anexo I).

La Figura 58 se muestra la evolución temporal de  $q$  de 12:00 UTC a 24:00 UTC. Los días (25-26) presentan dos momentos clave, las 18:00 UTC y las 21:00 UTC, que llaman la atención porque la humedad específica se mantiene constante con el tiempo cuando se espera una caída como la observada los días (27-28). En concreto, destaca el día 27 a partir de las 20:00 UTC el descenso de  $q$  con el tiempo se produce con una pendiente mayor que los dos días anteriores, produciendo los días siguientes unos valores de  $q$  menores. Se observa un descenso de 10 g/Kg a 5 g/Kg del día 26 al día 30 respectivamente alrededor de las 12:00 UTC.

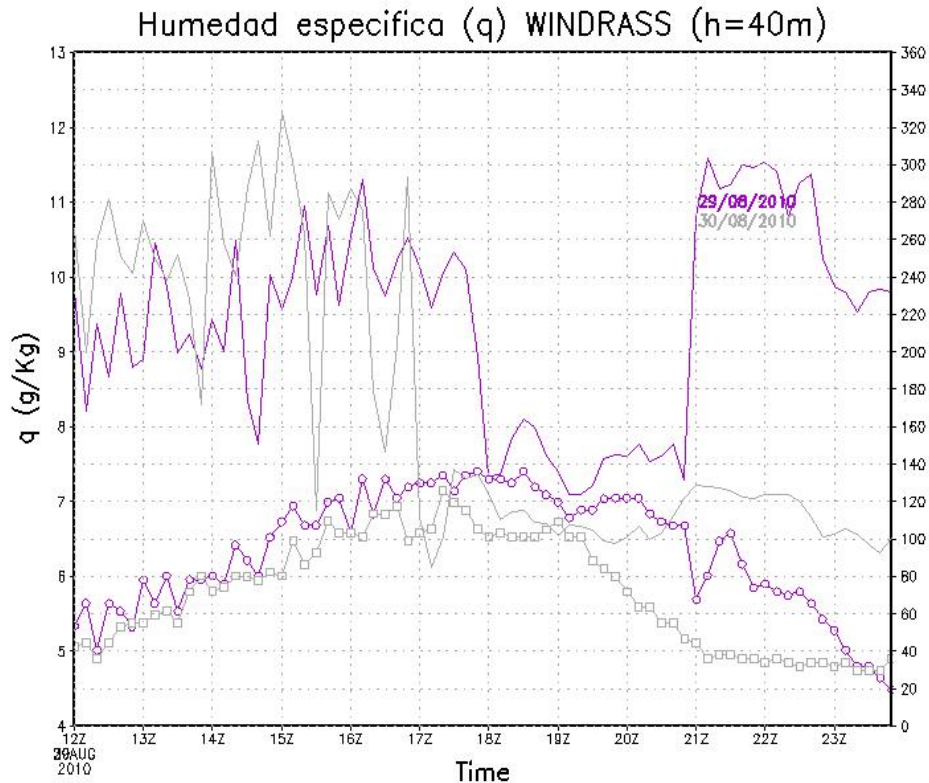


**Figura 58.** Evolución temporal de la humedad específica  $q$  (g/Kg) de 12:00 UTC a 23:59 UTC (línea con puntos) obtenida a partir de las medidas de Temperatura virtual del WindRASS durante los días del caso de estudio: día 25 (rojo), día 26 (azul), día 27 (verde), día 28 (amarillo), día 29 (morado) y día 30 (gris). Los tres primeros días, situación meteorológica con predominio de procesos mesoescalares, se observa valores mayores de humedad específica, mientras que los tres días restantes domina la circulación a escala sinóptica. El día 27 (tercer día, en verde) representa la transición de una situación meteorológica a otra, con una **variación de humedad específica  $q$  de 20:00 UTC a 22:00 UTC de  $\Delta q = -2$  g/Kg** cuando los dos primeros días a esas horas la variación registrada por el WindRASS es  $\Delta q = -0.5$  g/Kg.





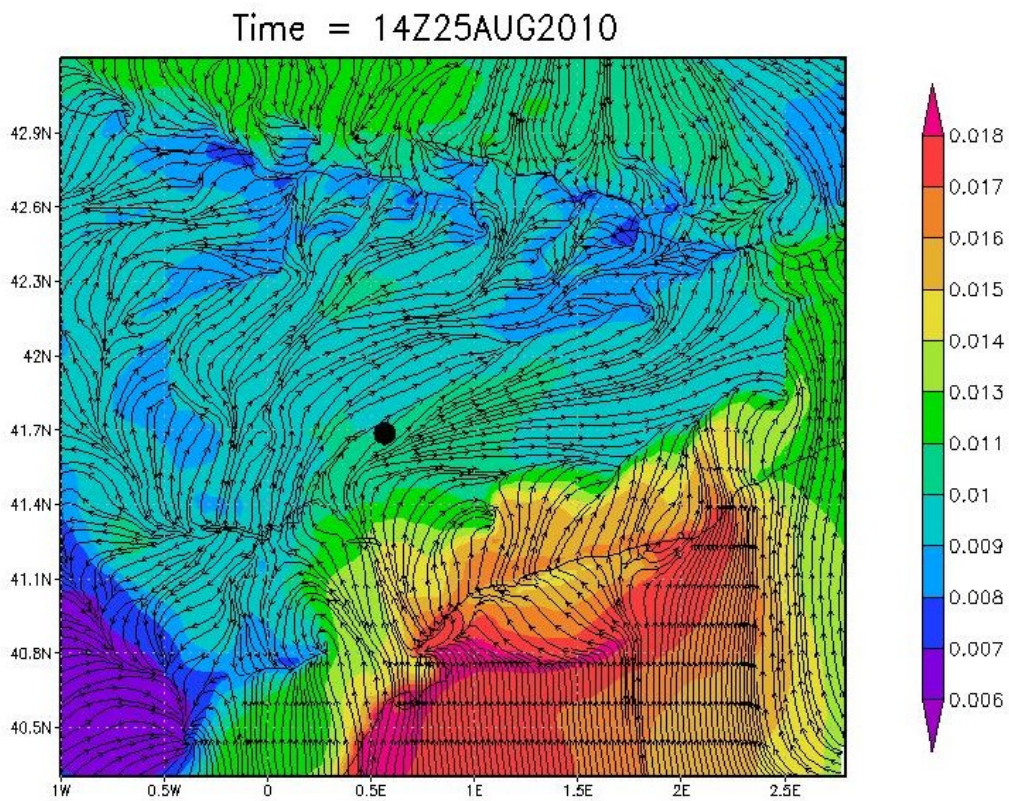
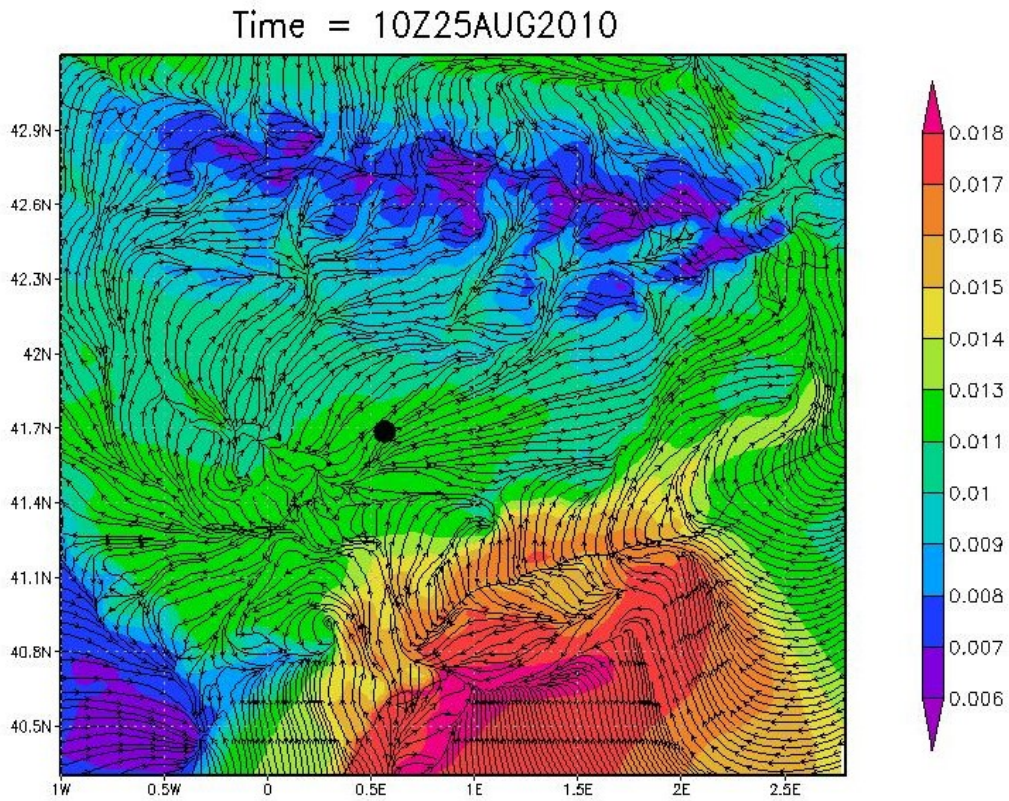
**Figura 59.** Evolución diaria de la humedad específica,  $q$  (g/Kg) (línea con puntos) y dirección del viento (línea continua del mismo color) obtenida a partir de las medidas de Temperatura virtual del WindRASS. Cada gráfica representa dos días consecutivos: **día 25** (rojo) y **día 26** (azul) ARRIBA y **día 27** (verde) y **día 28** (amarillo) ABAJO. El eje vertical izquierdo es para la humedad específica  $q$  con un rango de variación de 4-13 g/Kg. Con trazo continuo del mismo color se representa la evolución diaria de la dirección del viento en grados (segundo eje vertical a la derecha del gráfico, de 0 a 360 grados) medida por el WindRASS a la altura de 40 m sobre el suelo. Los días 25 y 26 presentan una evolución de humedad específica similar durante la tarde a partir de las 17:00 UTC, sin embargo, los días 27 y 28 presentan una diferencia de  $\Delta q = -2$  g/Kg hasta las 20:00 UTC.



**Figura 60.** Evolución diaria de la humedad específica,  $q$  (g/Kg) (línea con puntos) y dirección del viento (línea continuo del mismo color) obtenida a partir de las medidas de Temperatura virtual del WindRASS. La gráfica representa dos días consecutivos: **día 29** (morado) y **día 30** (gris). El eje vertical izquierdo es para la humedad específica  $q$  con un rango de variación de 4-13 g/Kg. Con trazo continuo del mismo color se representa la evolución diaria de la dirección del viento en grados (segundo eje vertical a la derecha del gráfico, de 0 a 360 grados) medida por el WindRASS a la altura de 40 m sobre el suelo. La evolución de  $q$  es similar en ambos días de 12:00 UTC a 17:00 UTC aproximadamente y a partir de esa hora se observan diferencias que podrían estar asociadas a los cambios en la dirección de viento.

Se han analizado los datos de  $q$  obtenidos con las observaciones (medidas WindRASS), pasemos ahora al análisis de las simulaciones obtenidas con el modelo WRF. El resultado de las simulaciones muestra valores de QVAPOR (Kg/Kg) mayores en la zona costera y el aumento de  $q$  hacia el interior conforme avanza la tarde. Siguiendo la línea de costa desde el Delta del Ebro hacia el norte, el día 26 a las 10:00 UTC (Figura 61) se observa una masa de aire del mar hacia el interior con mayor humedad (naranja) que en el interior donde se encuentra Raimat (punto negro). A las 14:00 UTC el campo de viento muestra la canalización por el valle del Ebro y entre la longitud 1E y 2E y latitud 41.4 se observa el avance de la brisa con respecto a las horas anteriores, siendo la orografía lo que dificulta su llegada a Raimat.

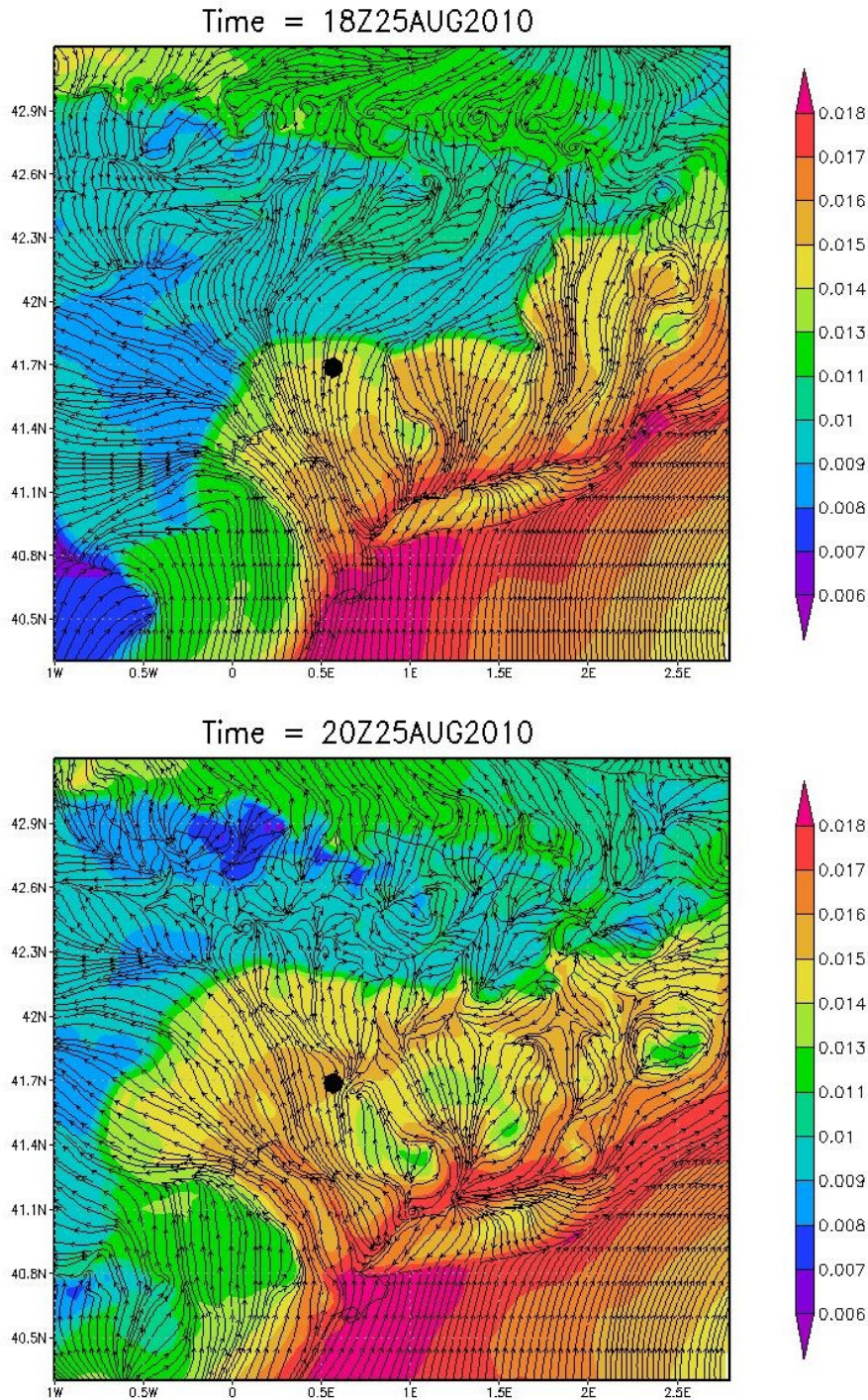




**Figura 61.** Simulación numérica WRF-ACM2 de distribución espacial de humedad específica (*QVAPOR*) en Kg/Kg y campo de vientos en el primer nivel del modelo (level 1) equivalente aproximadamente a los 290 m (Anexo IV). El día 25/08/2010 a las 10:00 UTC (arriba) y a las 14:00 UTC (abajo). La situación de Rimat está señalizada con un punto negro sobre el gráfico. En color se muestra la distribución espacial de *QVAPOR* en un rango de valores de 6 a 18 g/Kg. En streamline se representa el viento (negro).

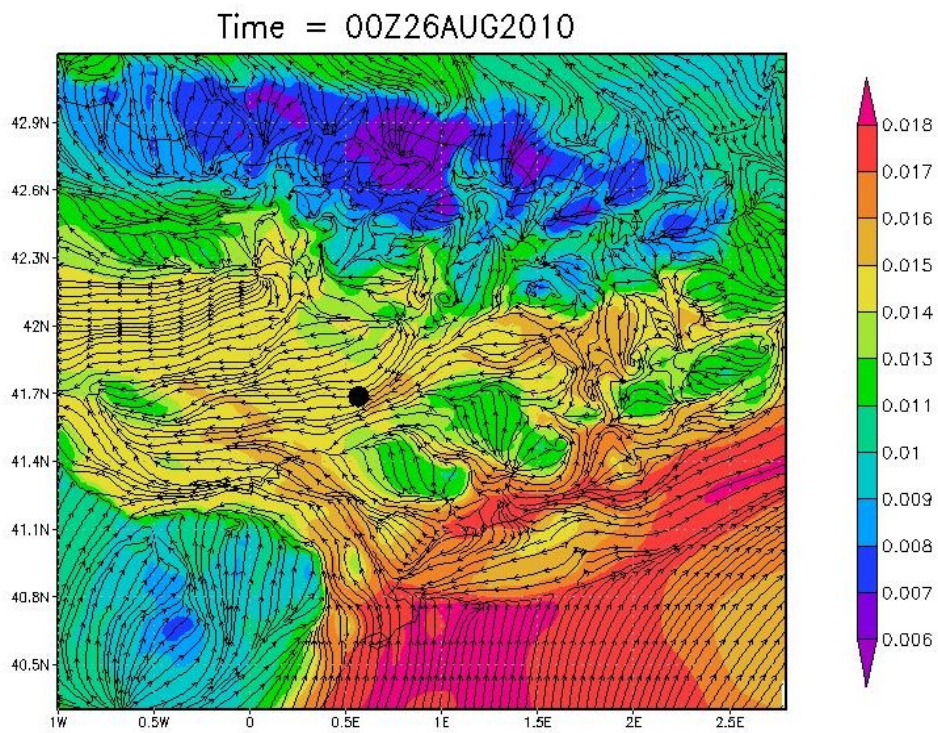
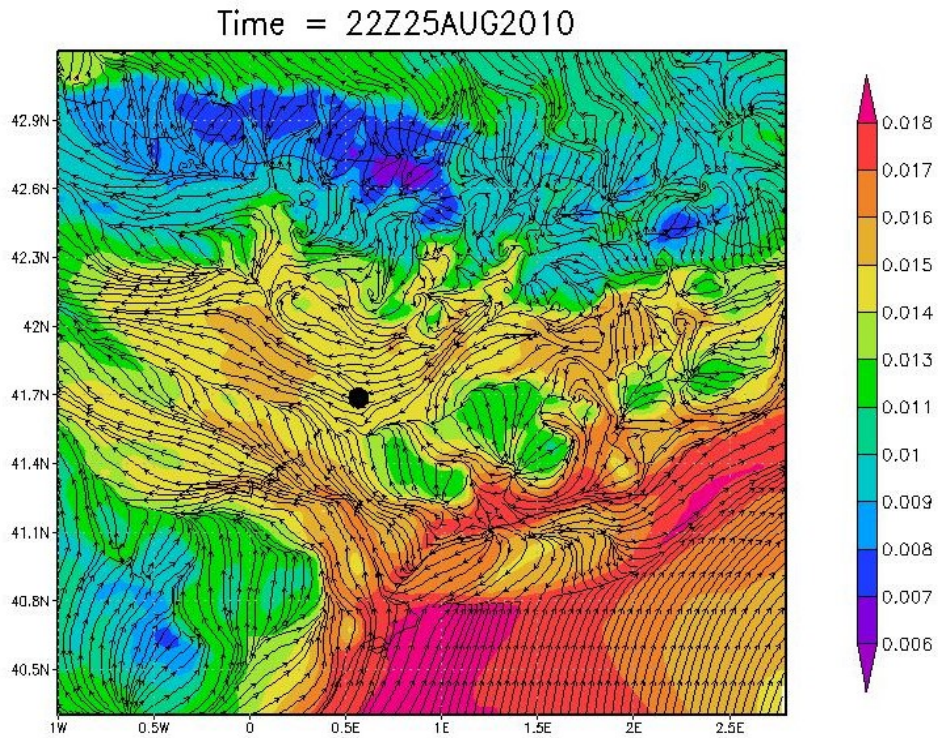


A partir de las 17:00 UTC se observan mayores valores de humedad específica (QVAPOR) en el entorno de Raimat. Este incremento de humedad coincide con la entrada de masas de aire del mar por tres vías y a diferentes tiempos: 1. Sobre latitud 0.5E; 2. Sobre latitud 1.2E; 3. Sobre latitud 1.8E (Latitud 41.0-41.7; Figura 62).



**Figura 62.** Simulación numérica WRF-ACM2 de distribución espacial de humedad específica (QVAPOR) en Kg/Kg y campo de vientos (streamline en negro) en el primer nivel del modelo (level 1) equivalente aproximadamente a los 290 m (Anexo IV). El día 25/08/2010 a las 18:00 UTC (arriba) y a las 20:00 UTC (abajo). En color se muestra la distribución espacial de QVAPOR en un rango de valores de 6 a 18 g/Kg. A las 18:00 UTC la distribución espacial de QVAPOR muestra que la humedad llega a Raimat procedente del mar y a las 20:00 UTC los valores de humedad son mayores (15 g/Kg) con respecto a las horas anteriores en el entorno de Raimat



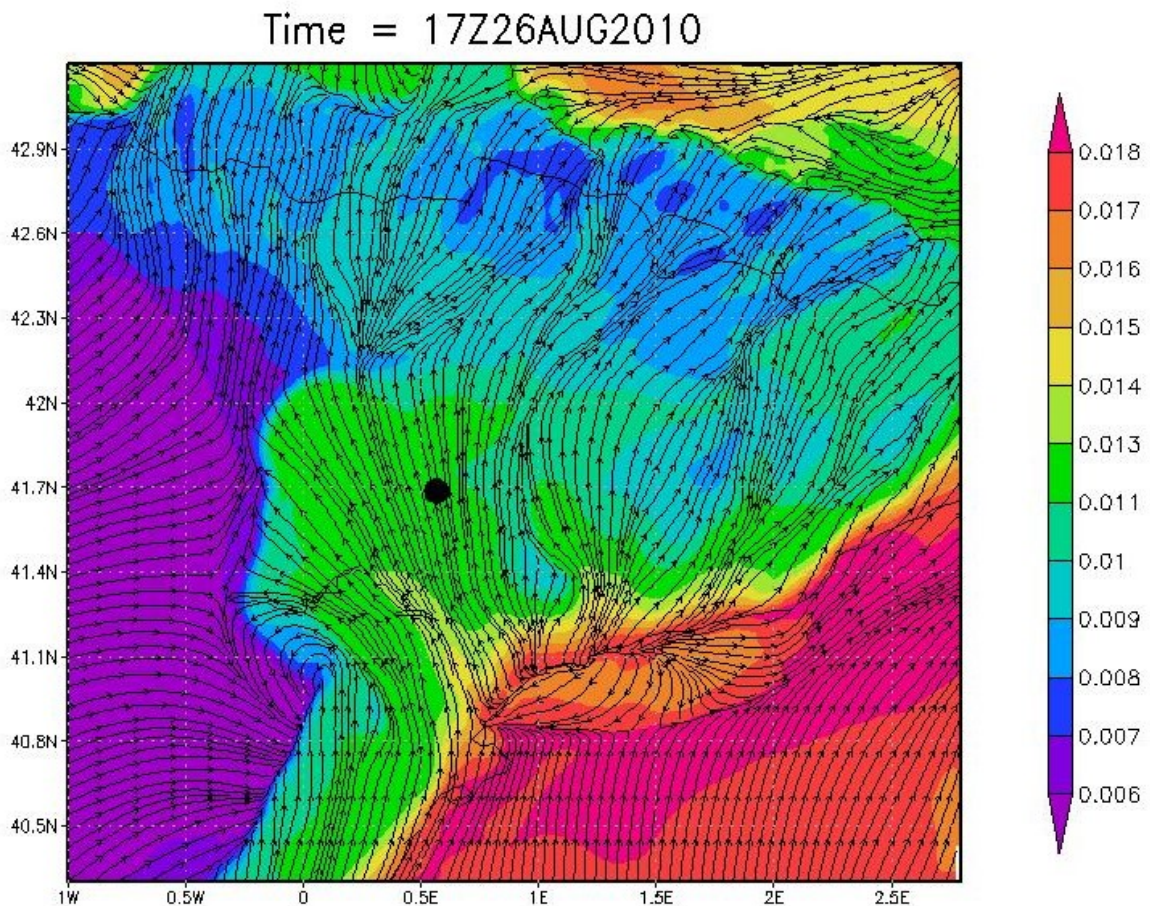


**Figura 63.** Simulación numérica WRF-ACM2 de la distribución espacial de la humedad específica (QVAPOR) en Kg/Kg y campo de vientos en el primer nivel del modelo, el día 25/08/2010 a las 22:00 UTC (arriba), 26/08/2010 00:00 UTC (abajo). La situación de Raimat está señalizada con un punto negro sobre el gráfico. A partir de las 22:00 el régimen ha pasado a nocturno y así lo reflejan los vientos de drenaje en Raimat. Este incremento de humedad coincide con la entrada de masas de aire del mar por dos vías y a diferentes tiempos: 1. Sobre latitud 0.5E; 2. Sobre latitud 1.2E; 3. Sobre latitud 1.8E. Eje vertical para la latitud y eje horizontal para longitud.



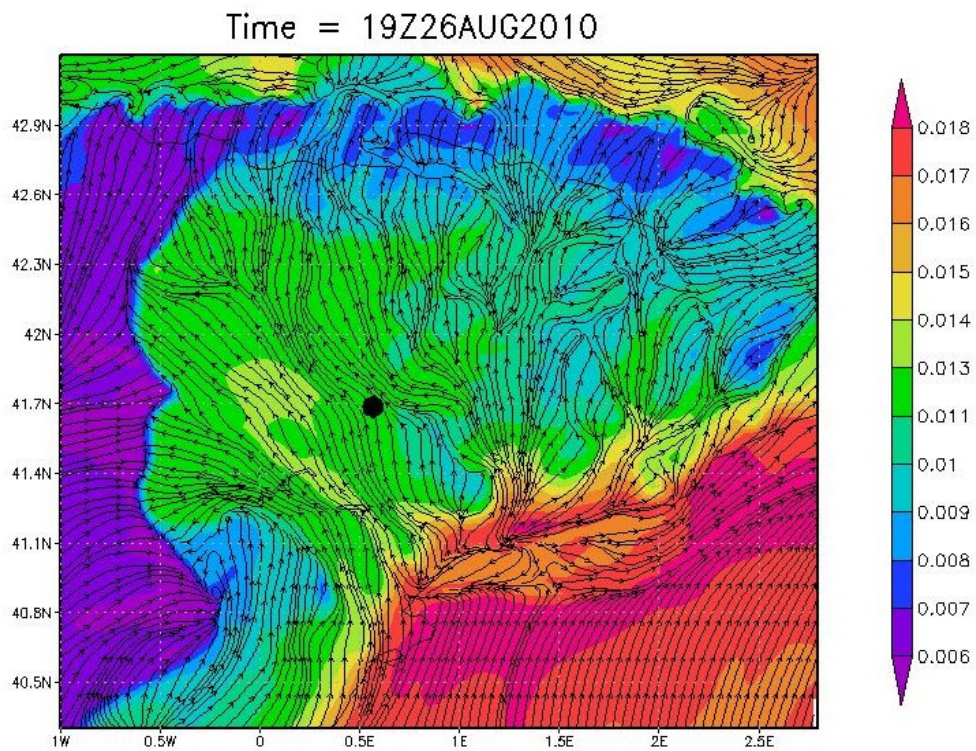
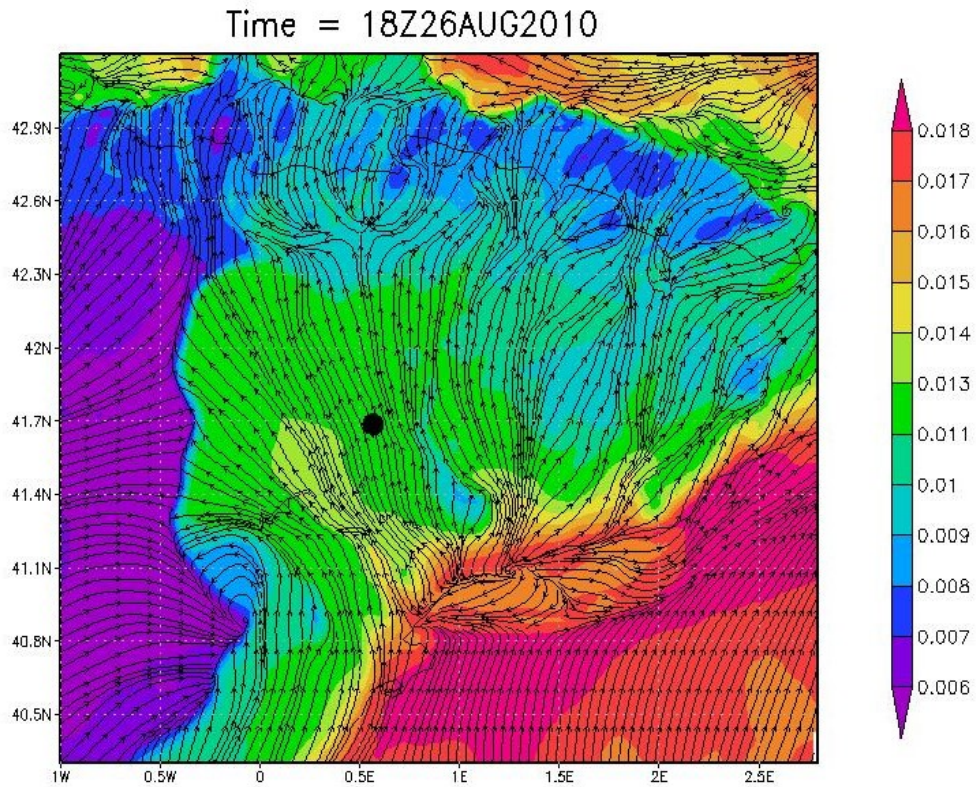
A partir de las 22:00 UTC empieza a cambiar el régimen de viento sobre el área de estudio, se establece el régimen nocturno con vientos de drenaje (dirección de 90 grados y otras direcciones dependiendo de la orientación de las laderas) y se vuelve a una situación de estabilidad, pero con valores de QVAPOR algo mayores que al principio del día.

El día 26, el modelo muestra una evolución diaria de QVAPOR similar al día anterior. A las 12:00 UTC se observa la brisa en los primeros kilómetros desde la costa hacia el interior y a partir de las 17:00 UTC se aprecia la canalización de masas de aire procedentes del mar por 3 vías y se mantiene durante las 3 horas siguientes (Figuras 64, 65 y 66).



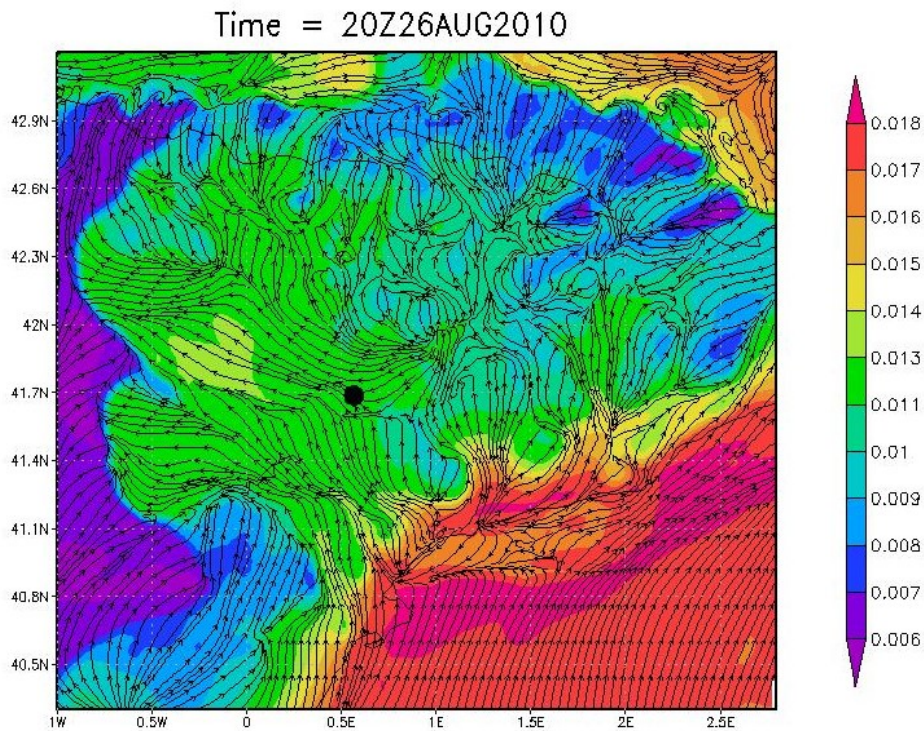
**Figura 64.** Simulación numérica WRF-ACM2 de la distribución espacial horizontal de la humedad específica en Kg/Kg (QVAPOR) y campo de vientos (streamline en negro) en el primer nivel del modelo a aproximadamente 290 m sobre el nivel del suelo, el día 26/08/2010 a las 17:00 UTC. El rango de valores de QVAPOR va de 6 a 18 g/Kg. La situación de Raimat está señalizada con un punto negro sobre el gráfico presentando una humedad específica de 11-13 g/Kg y de 17 g/Kg en la línea de costa.



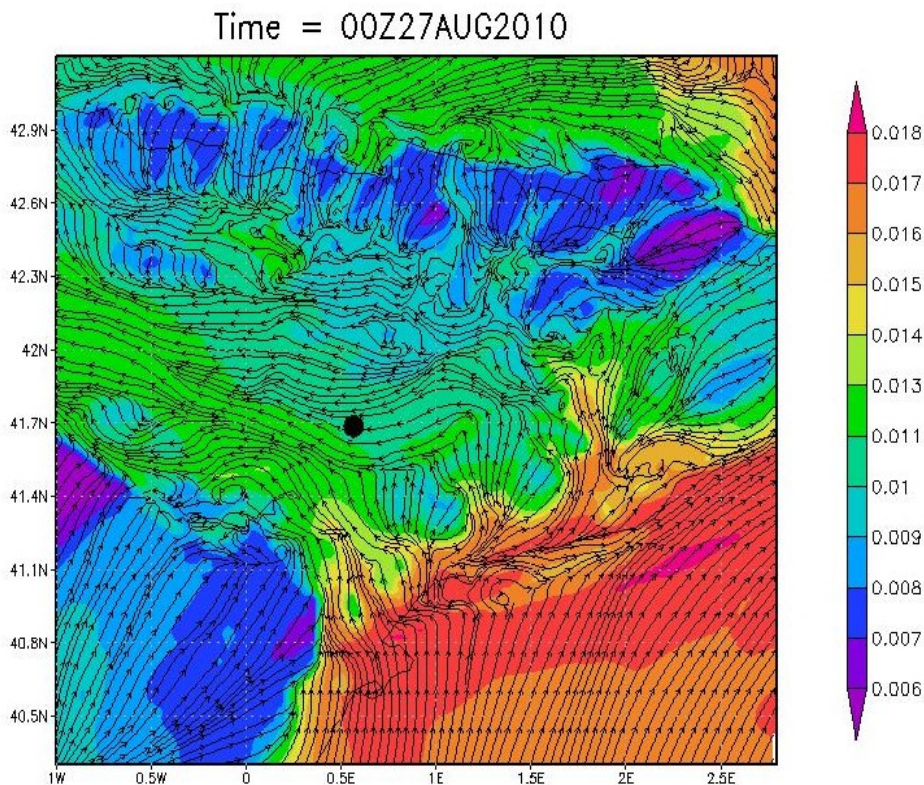


**Figura 65.** Simulación numérica WRF-ACM2 de la distribución espacial horizontal de la humedad específica en Kg/Kg (QVAPOR) y campo de vientos en el primer nivel del modelo (290 m sobre nivel del suelo), el día 26/08/2010 de las 18:00 UTC y 19:00 UTC. La situación de Raimat está señalizada con un punto negro sobre el gráfico.





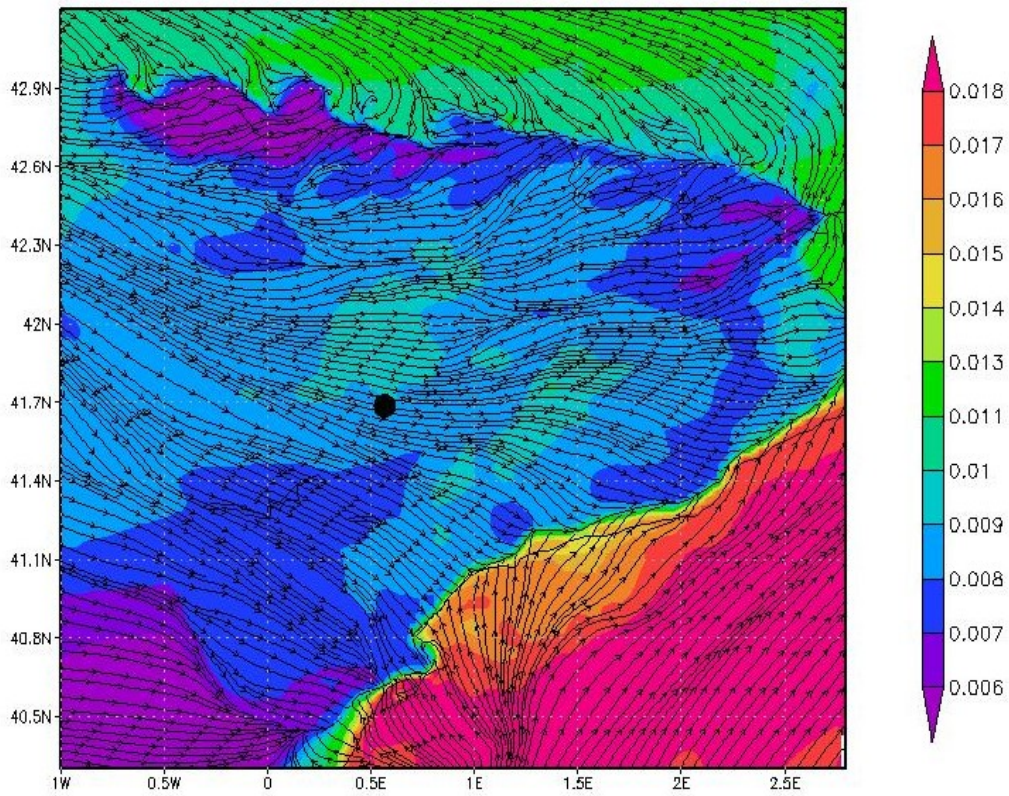
**Figura 66.** Simulación numérica WRF-ACM2 de la distribución espacial horizontal de la humedad específica en Kg/Kg (*QVAPOR*) y campo de vientos en el primer nivel del modelo, el día 26/08/2010 a las 20:00 UTC. En Raimat tenemos valores de *QVAPOR* de 13 g/Kg.



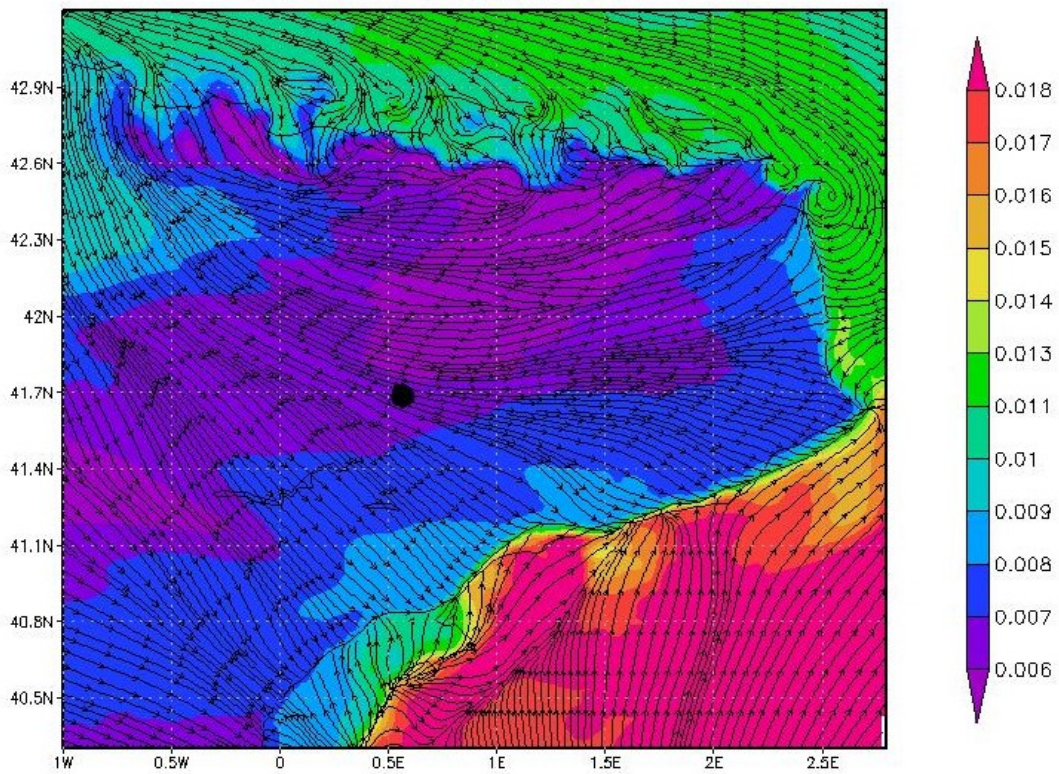
**Figura 67.** Simulación numérica WRF-ACM2 de la distribución espacial horizontal de la humedad específica en Kg/Kg (*QVAPOR*) y campo de vientos en el primer nivel del modelo (290 m sobre el nivel del suelo), el día 27/08/2010 a las 00:00 UTC. En Raimat tenemos valores de *q* de alrededor de 10 g/Kg.



Time = 11Z27AUG2010



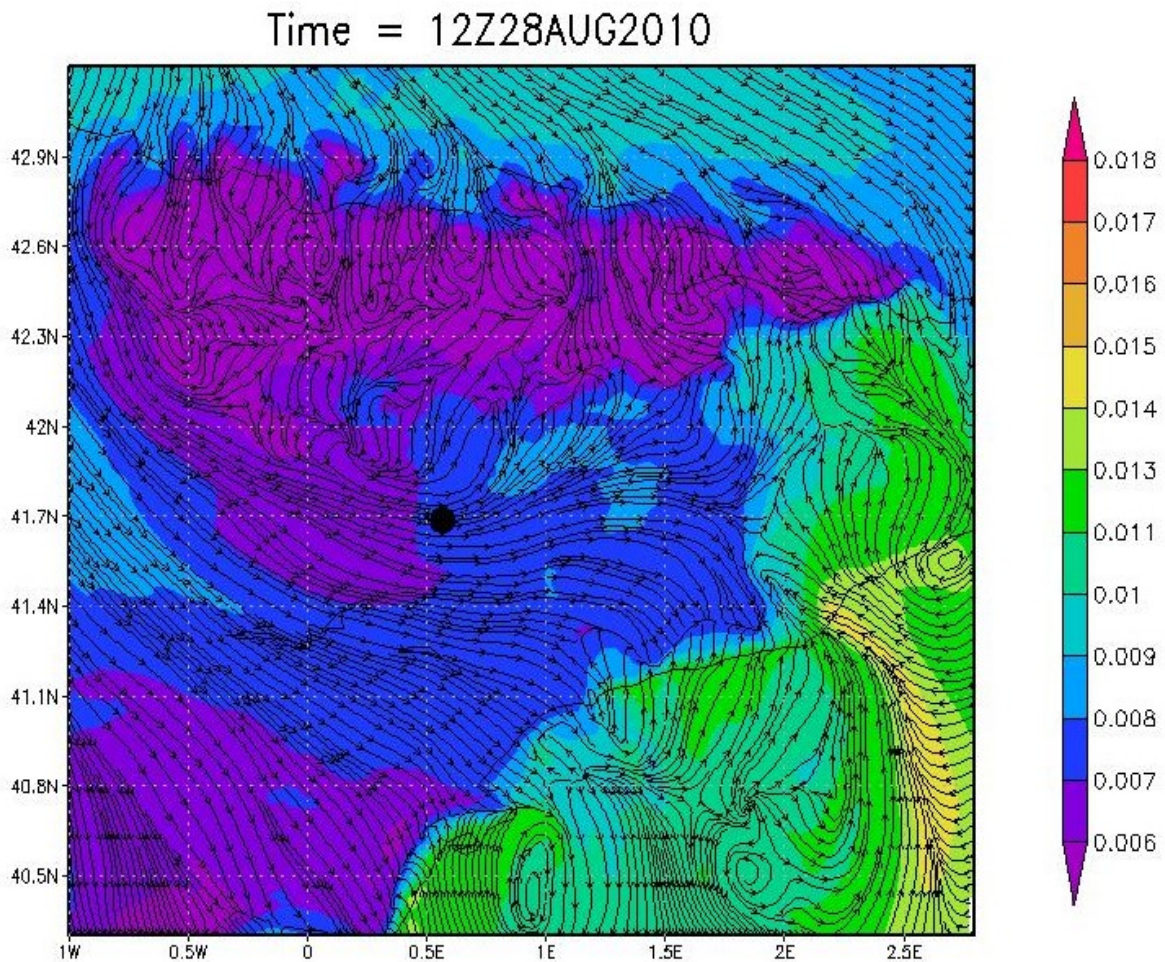
Time = 16Z27AUG2010



**Figura 68.** Simulación numérica WRF-ACM2 de la distribución espacial horizontal de la humedad específica en Kg/Kg ( $QVAPOR$ ) y campo de vientos en el primer nivel del modelo, el día 27/08/2010 a las 11:00 UTC (arriba) y a las 16:00 UTC (abajo)



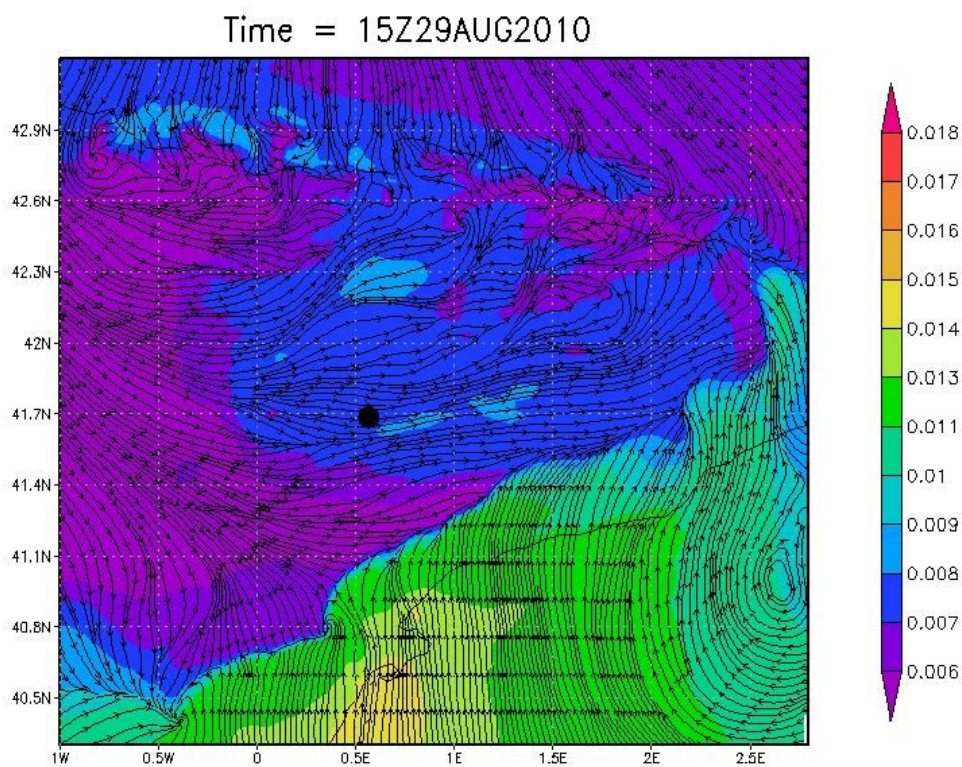
El día 27, la situación meteorológica cambia con respecto a los dos días anteriores, no se observa la entrada de la brisa marina, predominan procesos a escala meteorológica sinóptica. A las 11:00 UTC, el modelo muestra dirección de vientos W-NW opuesta a los dos días anteriores que se mantienen durante gran parte del día. Los valores de humedad sobre Raimat son más bajos que en días anteriores. El día 28 a las 12:00 UTC tampoco se observa entrada de la brisa (Figura 69).



**Figura 69.** Simulación numérica WRF-ACM2 de la distribución espacial horizontal de la humedad específica en Kg/Kg (QVAPOR) y campo de vientos a los 290 m, el día 28/08/2010 a las 12:00 UTC. Escenario meteorológico con predominio de procesos a escala sinóptica. Se observan valores de QVAPOR inferiores a los días anteriores.

El día 29, a partir de las 15:00 UTC en la costa se vuelven a registrar viento de componente sur (Figura 70) y 5 horas después se observa un aumento de QVAPOR desde el mar hacia el interior conforme avanza la tarde. A partir de las 21:00 UTC empiezan vientos catabáticos en el área interior (Raimat) y a las 23:00 UTC el régimen nocturno está completamente establecido (Figura 71).

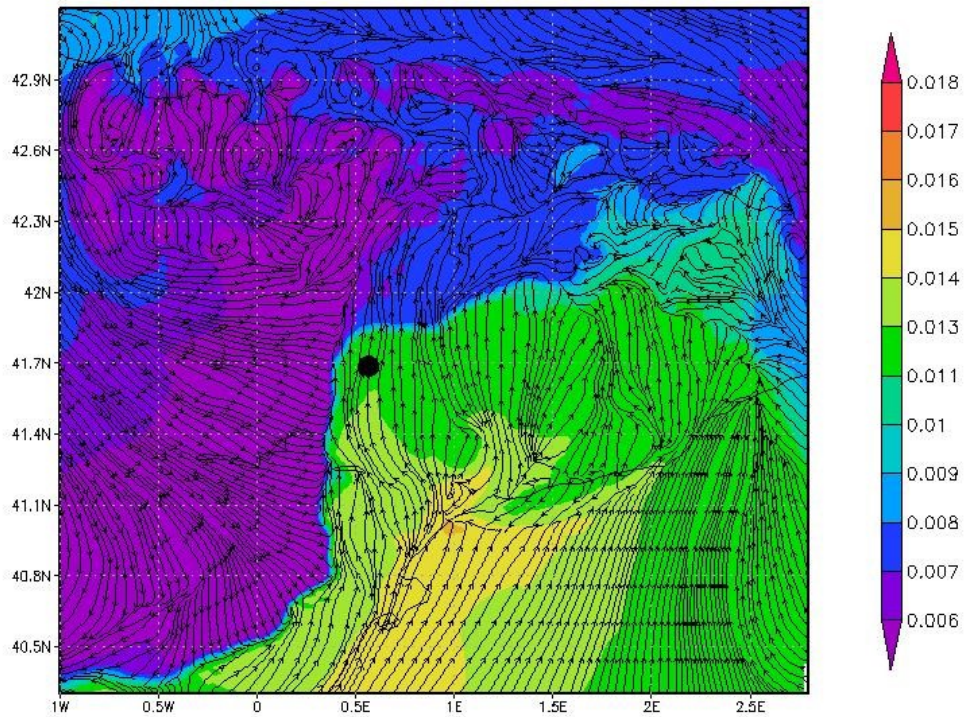




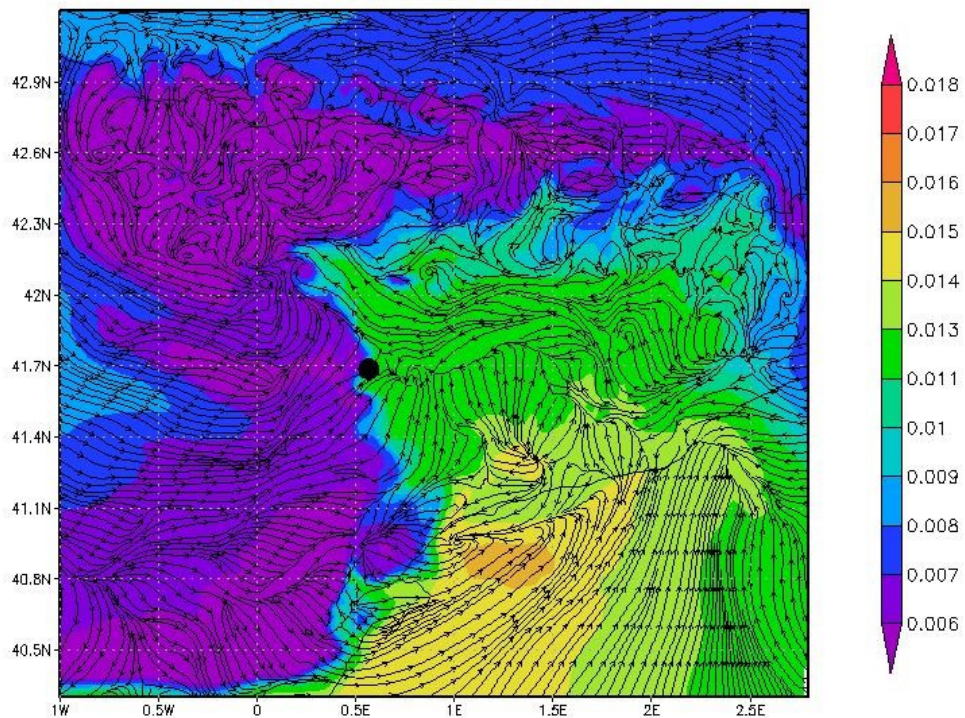
**Figura 70.** Simulación numérica WRF-ACM2 de la distribución espacial horizontal de humedad específica en Kg/Kg ( $QVAPOR$ ) y campo de vientos (streamlines en negro) en el primer nivel del modelo (290 m), el día 29/08/2010 a las 15:00 UTC y 18:00 UTC. Raimat señalado con un punto negro sobre el gráfico. Escenario meteorológico con predominio de procesos a escala sinóptica. Sobre Raimat (punto negro) valores de  $q$  de 7-8 g/Kg.



Time = 20Z29AUG2010



Time = 23Z29AUG2010

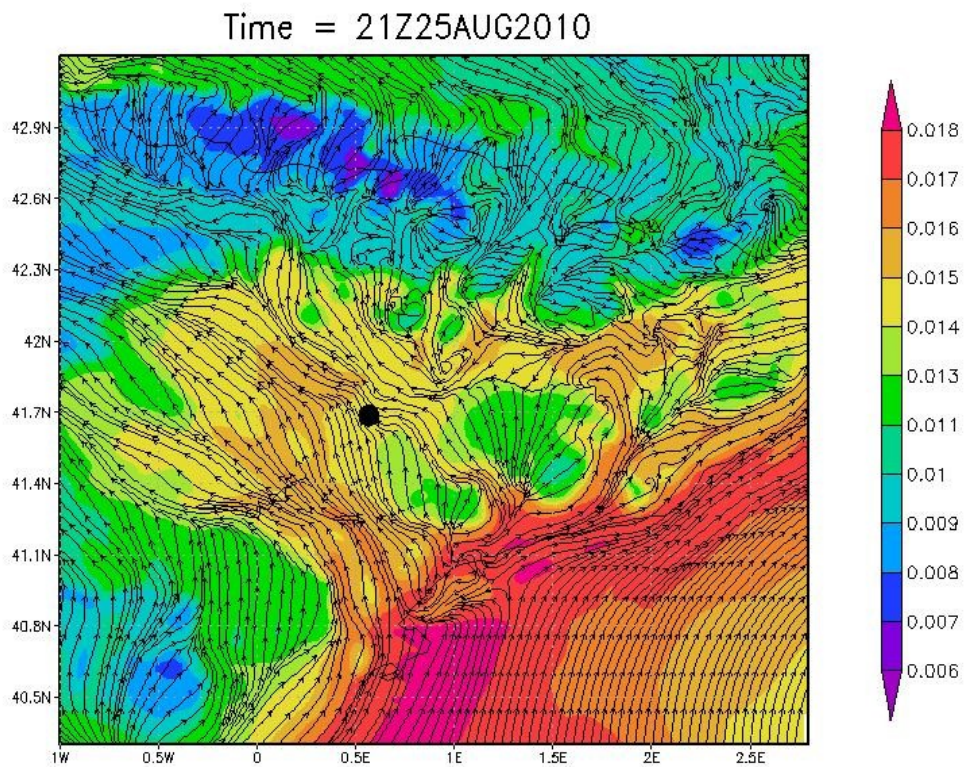
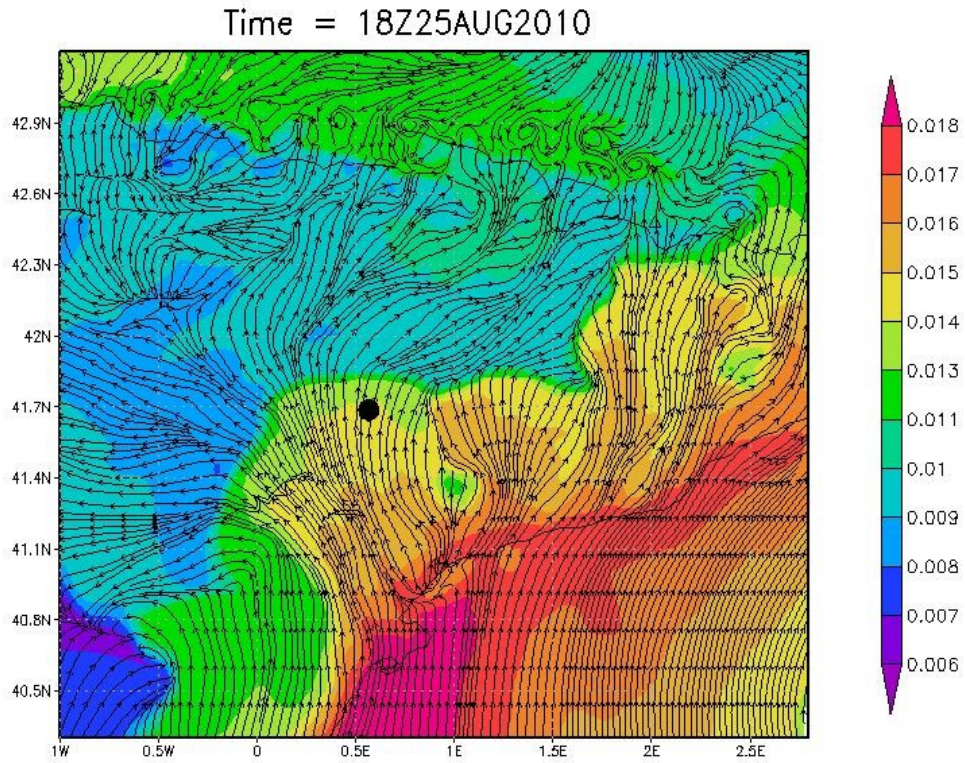


**Figura 71.** Simulación numérica WRF-ACM2 de la distribución espacial horizontal de la humedad específica en Kg/Kg (QVAPOR) y campo de vientos (streamlines en negro) en el primer nivel del modelo (290 m), el día 29/08/2010 a las 20:00 UTC y 23:00 UTC. Raimat señalado con un punto negro sobre el gráfico. Escenario meteorológico con predominio de procesos a escala sinóptica (viento W-NW). A las 20:00 UTC, humedad específica de 11-13 g/Kg sobre Raimat, valores superiores a las 18:00 UTC pero sin llegar a los valores alcanzados los días anteriores en los que predominaban los procesos troposféricos con forzamiento mesoescalar.

El día 30 a partir de las 18:00 UTC parece que llegan de nuevo a Raimat masas de aire procedentes del mar canalizadas por la orografía produciendo un incremento de QVAPOR en las horas siguientes y siguiendo un patrón similar al de los dos primeros días del caso de estudio.

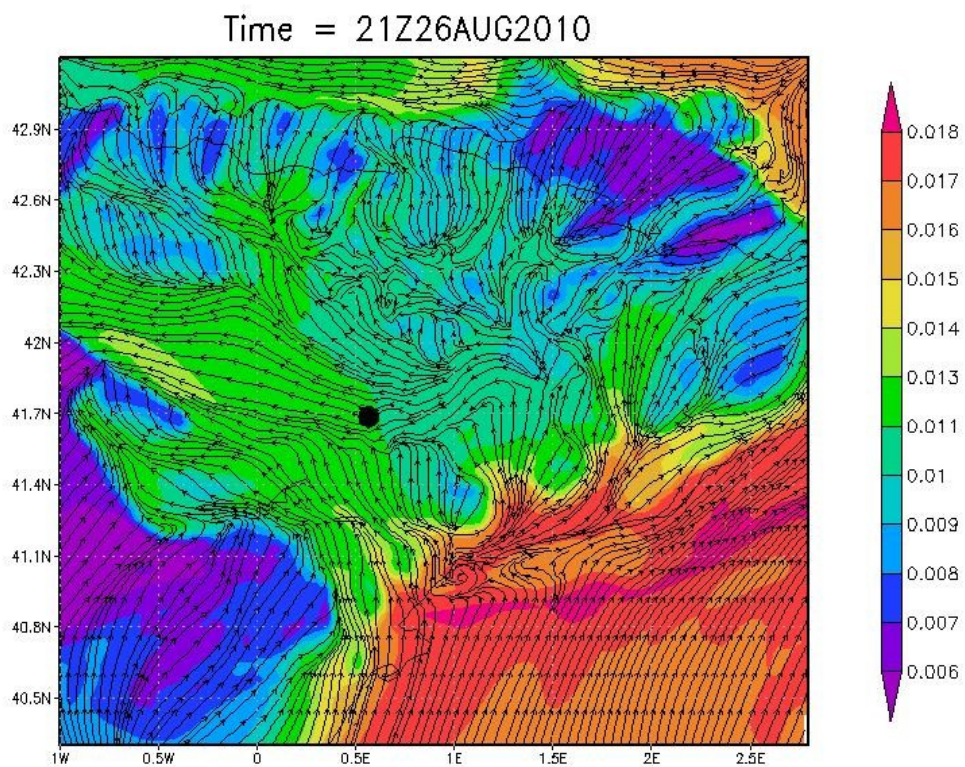
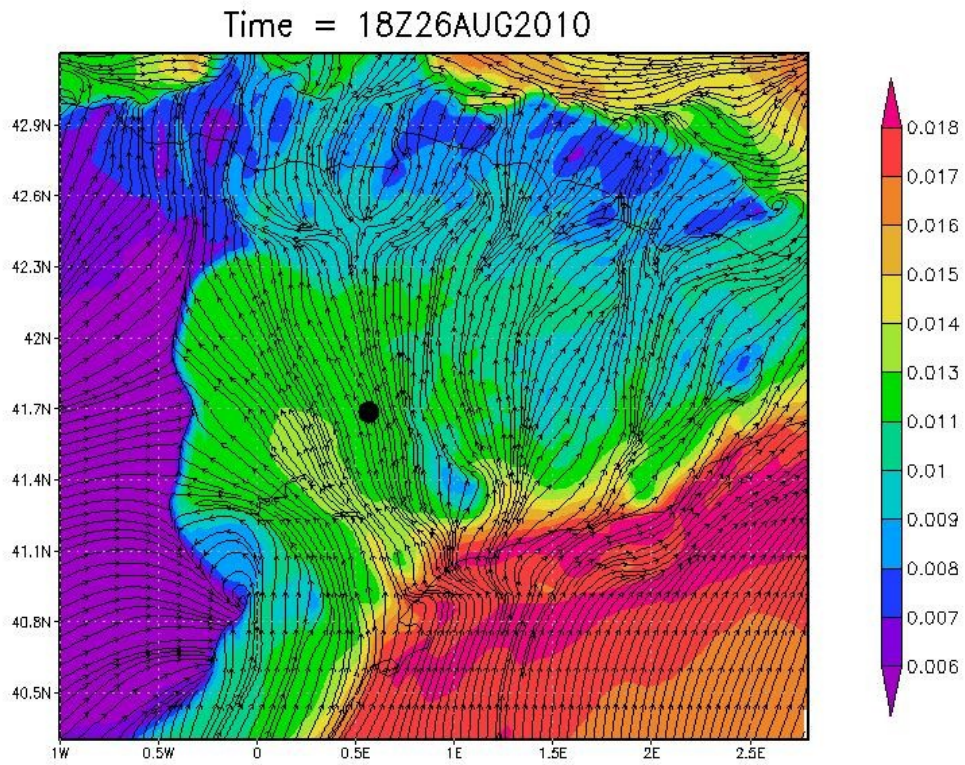
Los resultados obtenidos con las simulaciones expuestos hasta el momento son a la altura de 290 m sobre el nivel del suelo aproximadamente, altura que corresponde con el primer nivel en el que el modelo ofrece datos (Anexo IV). En **capas superiores** se va perdiendo la influencia de la orografía y la estructura del campo de viento es más homogénea. Por encima de los 290 m, se va perdiendo detalle de los procesos troposféricos a escalas meteorológicas pequeñas, pero la brisa marina se sigue observando en los niveles siguientes. Las Figuras 72-75 muestran la humedad específica (QVAPOR, Kg/Kg) en los **360 m** sobre el nivel del suelo (level\_model 2). Se observa un aumento de la humedad con el tiempo en dirección del mar hacia el interior (hacia Raimat) por 3 vías diferenciadas (canalización por la orografía) durante los dos primeros días del caso de estudio, días 25 y 26, y un descenso de la humedad específica por efecto de un frente del N-NW los días siguientes (días 27, 28, 29).





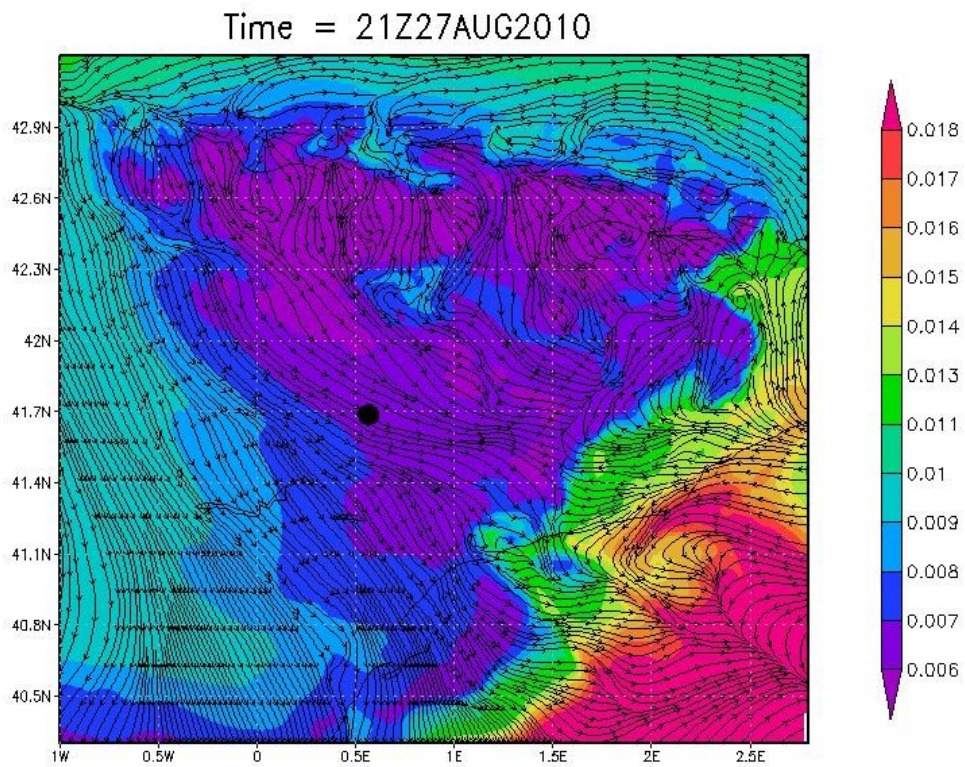
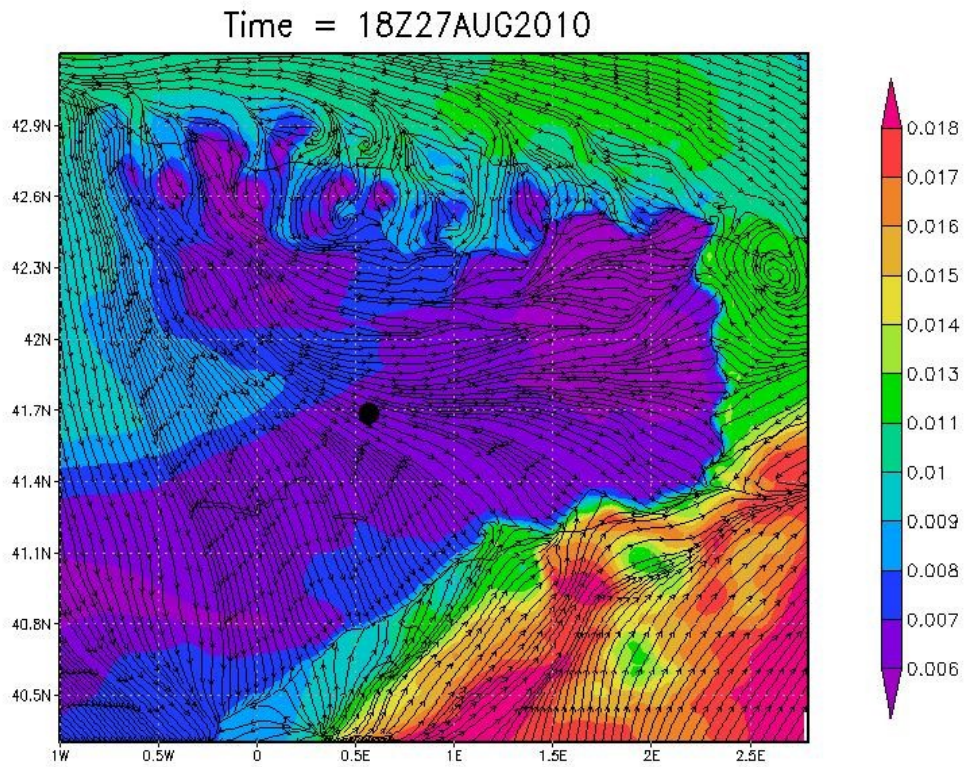
**Figura 72.** Simulación numérica WRF-ACM2 de la distribución espacial horizontal de la humedad específica (QVAPOR, Kg/Kg) y campo de vientos (streamlines en negro) en los 360 m sobre el nivel del suelo el día 25/08/2010 a las 18:00 UTC y a las 21:00 UTC





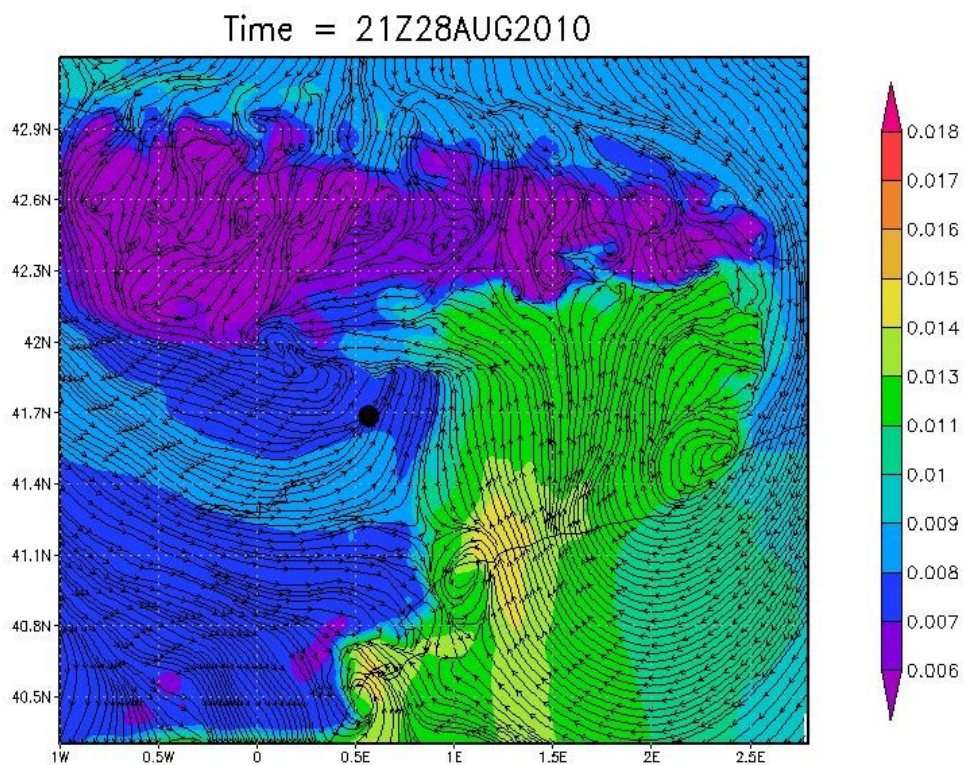
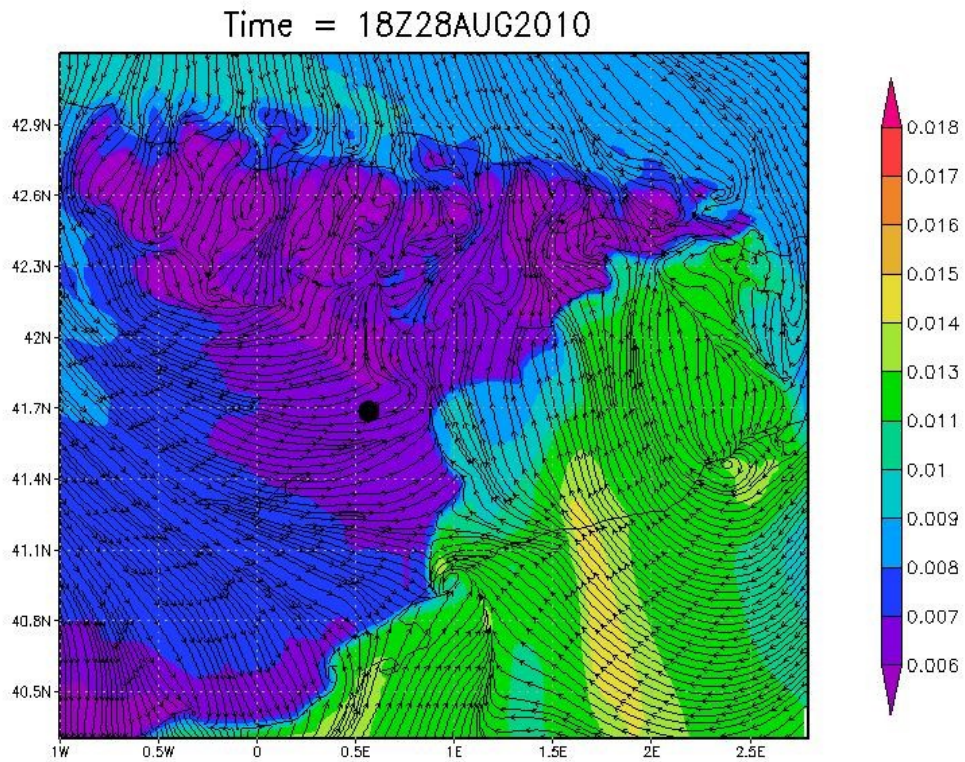
**Figura 73.** Simulación numérica WRF-ACM2 de la distribución espacial horizontal de la humedad específica ( $Q_{VAPOR}$ , Kg/Kg) y campo de vientos (streamlines en negro) en los 360 m sobre el nivel del suelo el día 26/08/2010 a las 18:00 UTC y a las 21:00 UTC





**Figura 74.** Simulación numérica WRF-ACM2 de la distribución espacial horizontal de la humedad específica ( $Q_{VAPOR}$ , Kg/Kg) y campo de vientos (streamlines en negro) en los 360 m sobre el nivel del suelo el día 27/08/2010 a las 18:00 UTC y a las 21:00 UTC

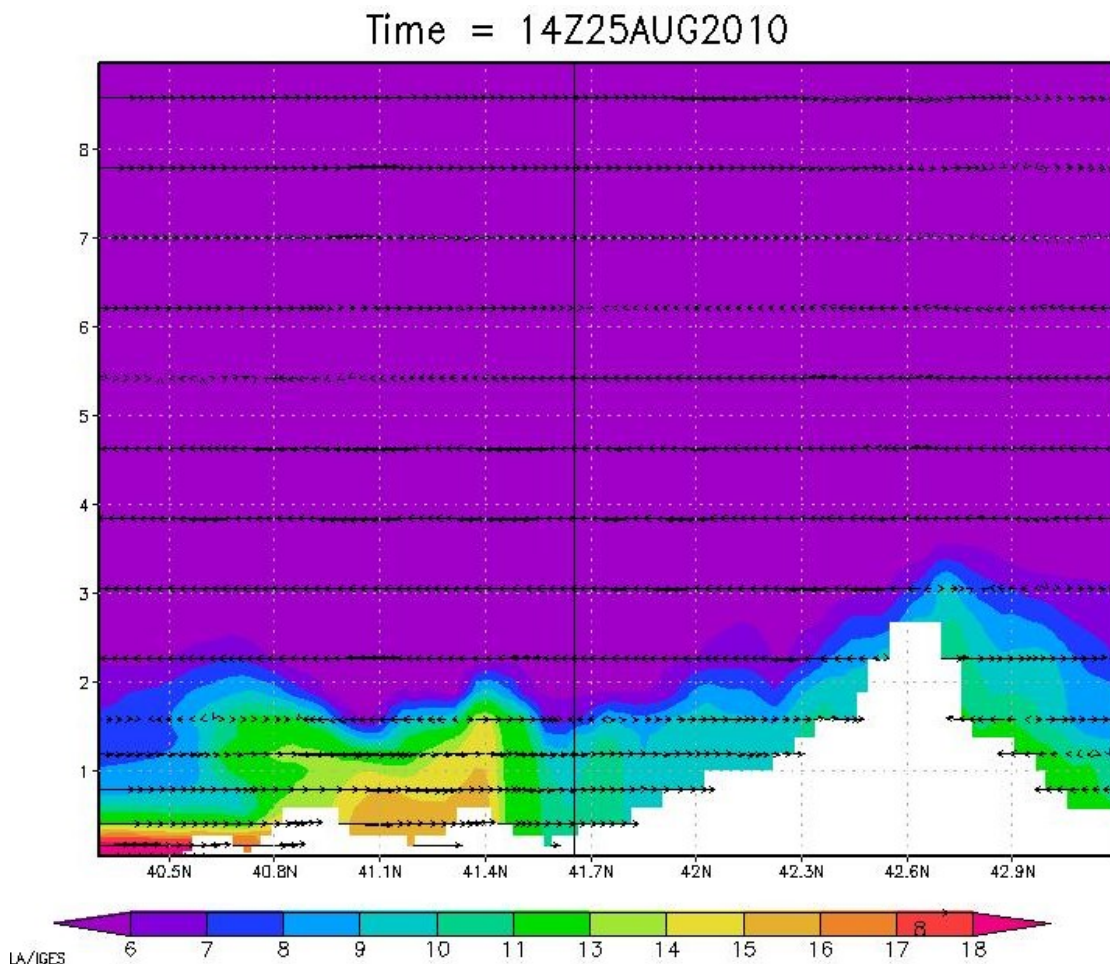




**Figura 75.** Simulación numérica WRF-ACM2 de la distribución espacial horizontal de la humedad específica ( $Q_{VAPOR}$ , Kg/Kg) y campo de vientos (streamlines en negro) en los 360 m sobre el nivel del suelo el día 28/08/2010 a las 18:00 UTC y a las 21:00 UTC

Un análisis más detallado de la variación espacial de QVAPOR y la temperatura potencial con la orografía es necesario realizar para obtener conclusiones acerca de la procedencia de los flujos que llegan a Raimat durante la tarde-noche. Gráficos similares a los mostrados en las Figuras 44-46 pero variando la latitud y teniendo en cuenta la topografía (modificando opciones *ARWpost*) se han generado para analizar el efecto de la orografía. Los resultados se muestran en las Figuras 76-79. Para facilitar la interpretación se puede consultar la Figura 47 que muestra el corte realizado (a longitud fija 1.50) para obtener la sección mostrada en estos gráficos (Figuras). Se representa la variación espacial de la humedad específica (QVAPOR) con la latitud y la altura (en kilómetros desde el nivel del mar) simulada con el modelo WRF-BouLac en colores con una variación de 6 a 18 g/Kg (de morado a rojo) y la dirección del viento (v-w) con flechas en negro.

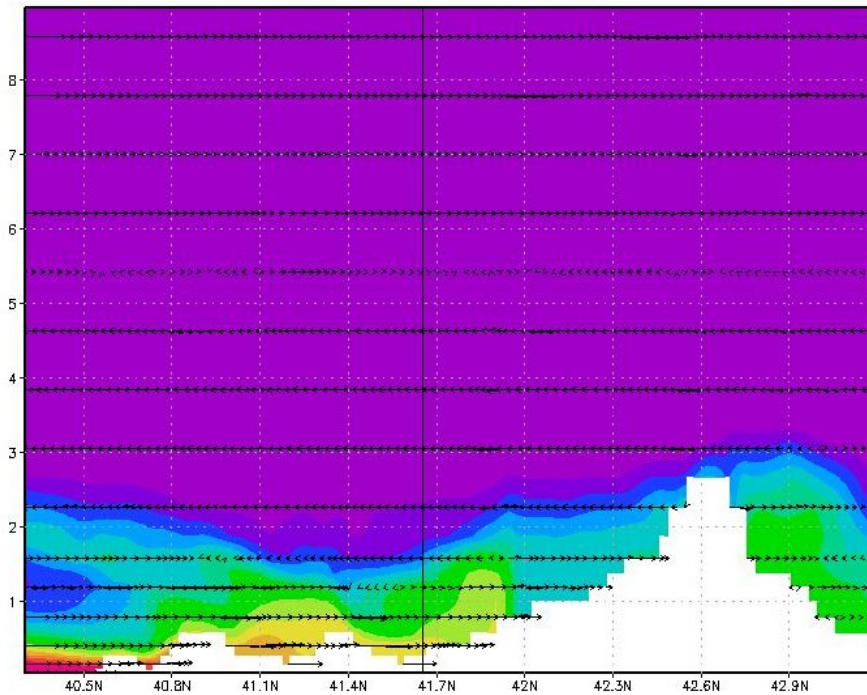
Las Figuras 76 muestran la llegada de la brisa al entorno de Raimat (recta vertical en negro indica la situación de Raimat) y a partir de esa hora el vapor de agua que trae la brisa cubre la plana (Figuras 77). El valor de QVAPOR en las proximidades del suelo pasa de 10 g/Kg a las 14:00 UTC a 14 g/Kg a las 19:00 UTC.



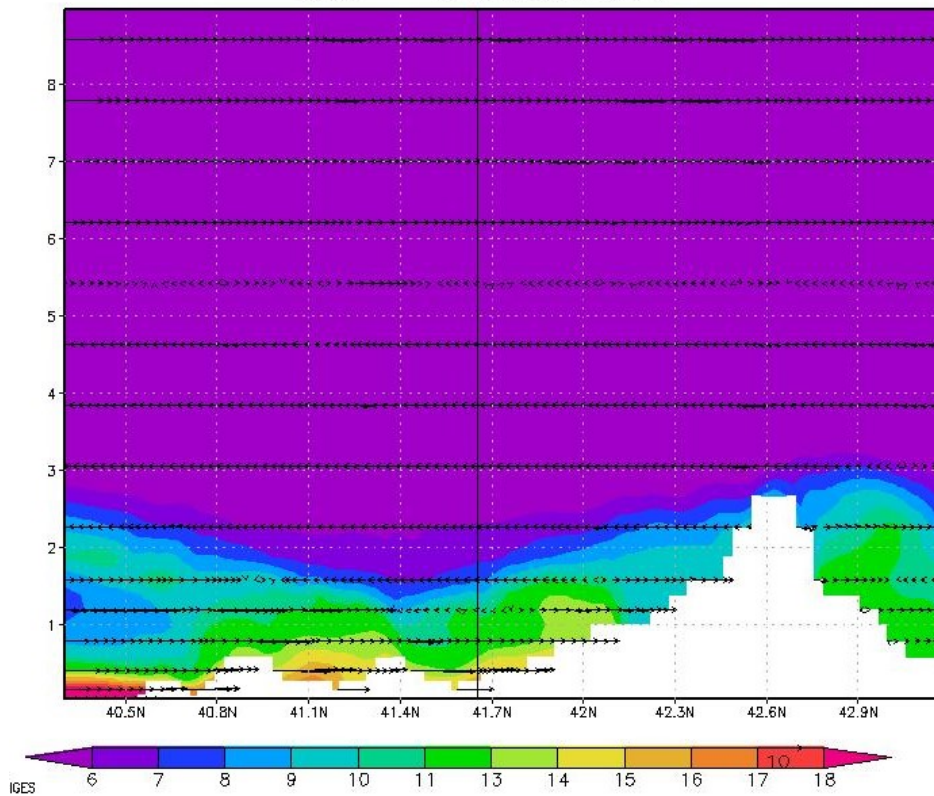
**Figura 76.** Simulación de la distribución espacial de QVAPOR (g/Kg) con la latitud (eje horizontal) y la altitud (eje vertical, en Km desde el nivel del mar) con WRF-BouLac el día 25/08/2010. En blanco queda representada la topografía, con los Pirineos a la derecha del gráfico ( latitud de 41.7 a 43 grados), el Mar Mediterráneo en el extremo izquierdo con valores de  $q$  máximos. A las 14:00 UTC tenemos vapor de agua con valores de 14-16 g/Kg (amarillos) que irán avanzando hacia Raimat (línea negra vertical) las horas siguientes venciendo la orografía.



Time = 18Z25AUG2010



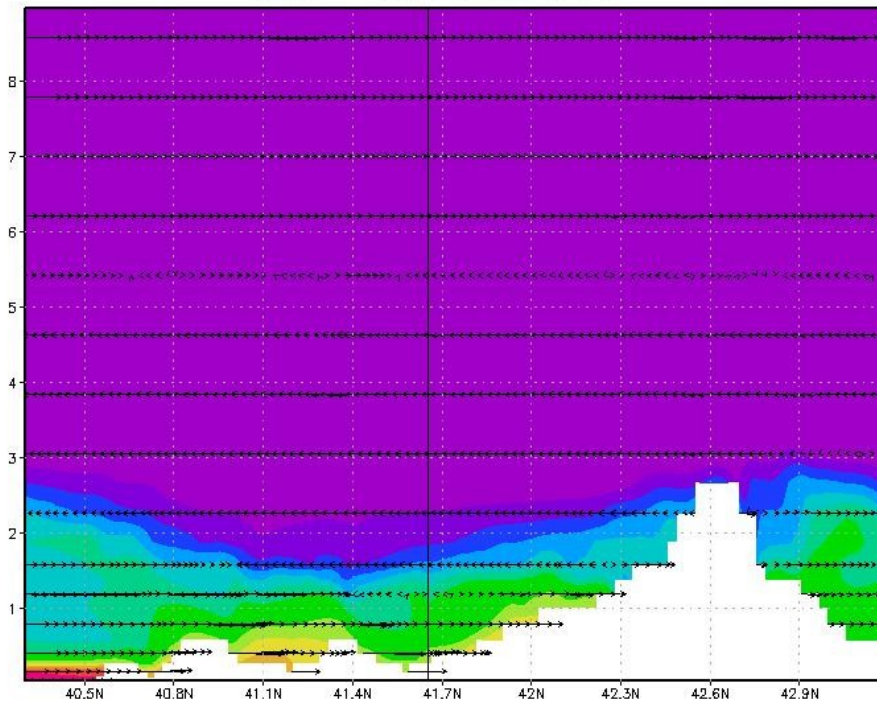
Time = 19Z25AUG2010



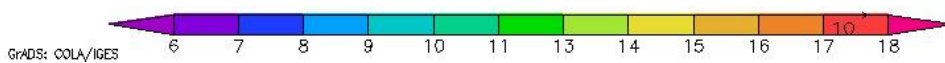
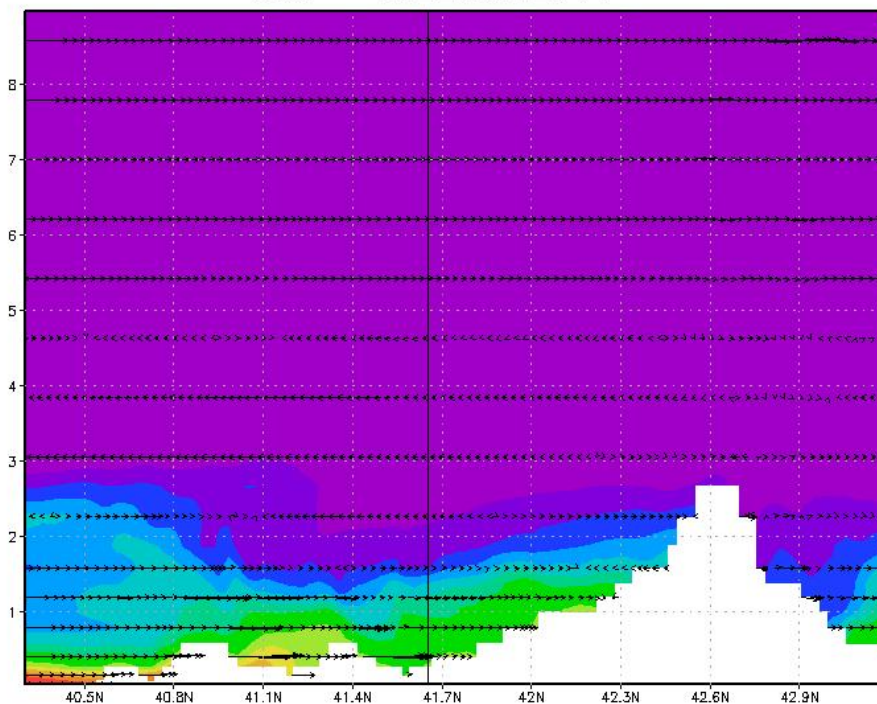
**Figura 77.** Simulación de la distribución espacial de  $QVAPOR$  (g/Kg) con la latitud (eje horizontal) y la altitud (eje vertical, en Km desde el nivel del mar) con WRF-BouLac el día **25/08/2010**. En blanco queda representada la topografía, con los Pirineos a la derecha del gráfico ( latitud 41.7 a 43 grados). El Mar Mediterraneo en el extremo izquierdo con valores de  $q$  máximos (magenta). A las **19:00 UTC** (inferior), a los alrededores de Raimat (recta vertical negra) ha llegado el vapor de agua procedente del mar, presentando valores de 11-15 g/Kg (amarillos). A la derecha de los Pirineos se observan mayores valores de  $QVAPOR$ , vapor de agua retenido por la orografía.



Time = 20Z25AUG2010



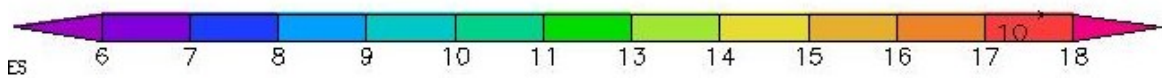
Time = 23Z25AUG2010



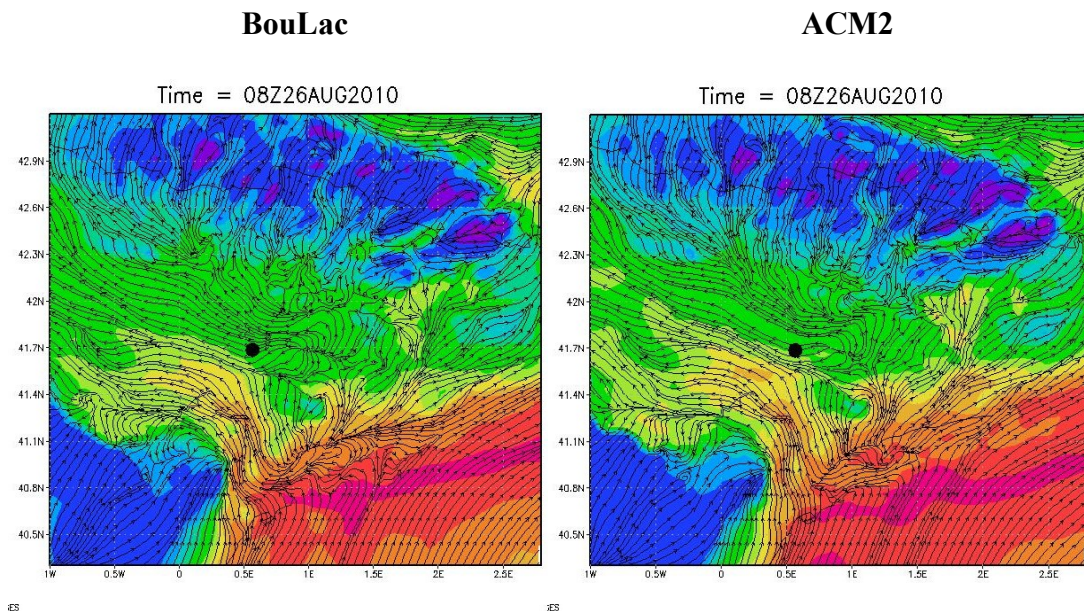
**Figura 78.** Simulación de la distribución espacial de QVAPOR (g/Kg) con la latitud (eje horizontal) y la altitud (eje vertical, en Km desde el nivel del mar) con WRF-BouLac el día 25/10/2010. Entre las 20:00 UTC (arriba) y las 23:00 UTC (abajo) tenemos en el valle el vapor de agua procedente del mar y procedente también de las superficies irrigadas del entorno de Raimat posiblemente arrastrado por los vientos catabáticos que durante estas horas caracterizan el entorno. A las 23:00 UTC tenemos de 11 a 13 g/Kg de vapor de agua en aproximadamente sobre los 1000 m sobre el nivel del mar.

Gráficos adicionales, pero siguiendo el valle del Ebro y otras rectas diagonales (variando latitud-longitud simultáneamente) sería necesario realizar para obtener una información más detallada de estas variables. Esta tarea se plantea como continuación al trabajo fin de máster.

Las **diferencias entre los dos esquemas PBL utilizados (ACM2 y BouLac)** se ha analizado comparando la distribución espacial de QVAPOR obtenida con ambas simulaciones. Los resultados se muestran en Figuras 79 donde atendiendo al color de las imágenes podemos comparar el valor de QVAPOR ofrecido por ambas parametrizaciones. El valor de QVAPOR de los gráficos se representa en g/Kg con los siguientes colores:



Se observa que QVAPOR son algo mayores en ACM2. Se observan también ligeras diferencias en el campo de vientos (líneas de convergencia muestran algunas diferencias). El valor de QVAPOR sobre el mar durante la tarde también es diferente de un esquema PBL a otro. Estas diferencias son importantes y marcan las diferencias de humedad específica que se alcanza en el área de Raimat durante la tarde-noche, por tanto, un análisis más detallado de las simulaciones y de otros datos experimentales no utilizados en el trabajo (red de estaciones meteorológicas, sondeos meteorológicos de aeropuertos, etcétera) es necesario para determinar cuál de los dos esquemas PBL utilizados resulta más adecuado para este entorno y estas situaciones meteorológicas.



**Figura 79.** Simulación de la distribución espacial de QVAPOR a los 360 m sobre el nivel el suelo con los dos esquemas PBL: ACM2 (columna derecha) y BouLac (columna izquierda) el día 26/08/2010 08:00 UTC a 22:00 UTC (dos páginas siguientes; Hora sobre el gráfico con el formato XXZ26AUG2010 siendo XX la hora UTC)

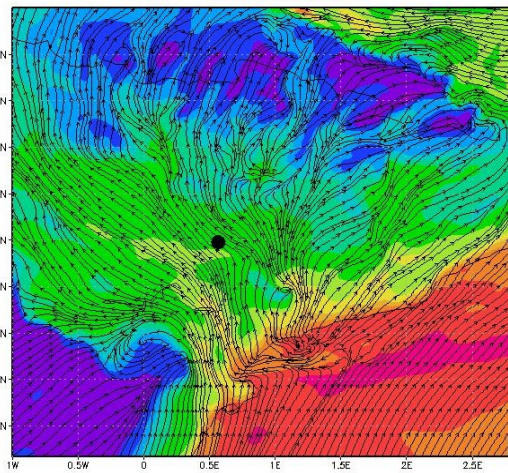
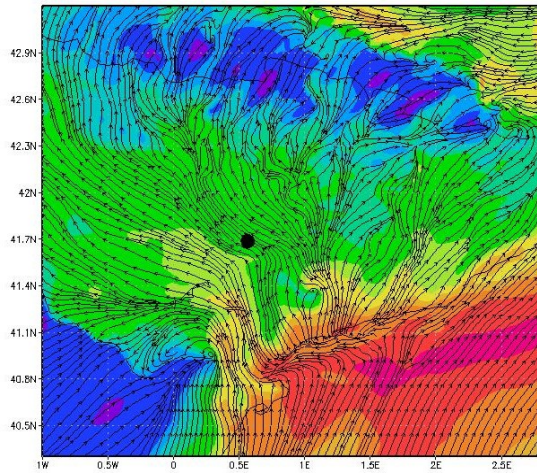


### BouLac

### ACM2

Time = 10Z26AUG2010

Time = 10Z26AUG2010

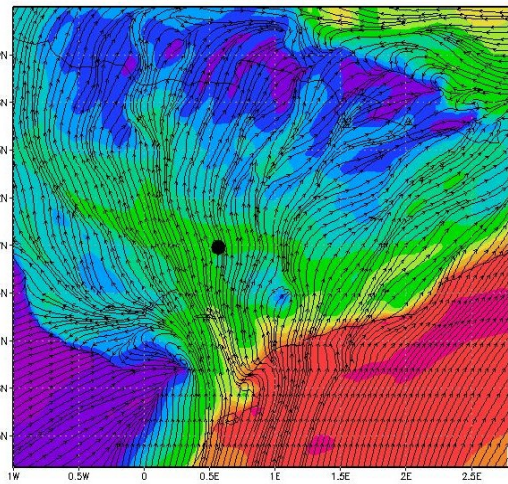
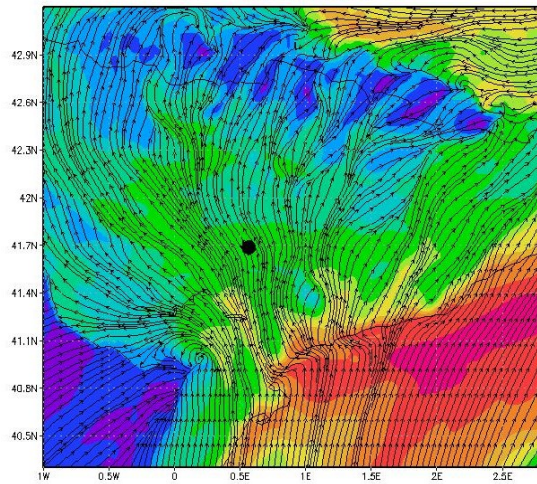


ES

ES

Time = 12Z26AUG2010

Time = 12Z26AUG2010

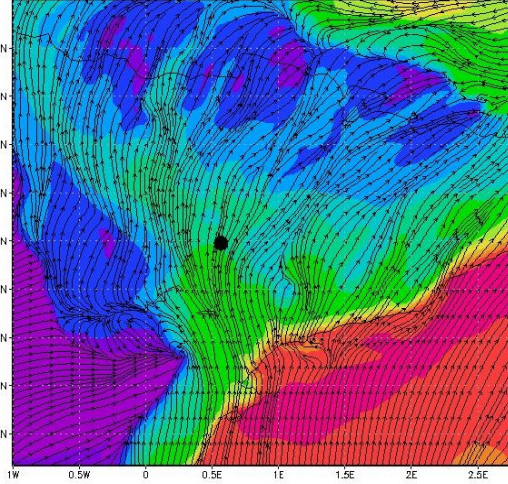
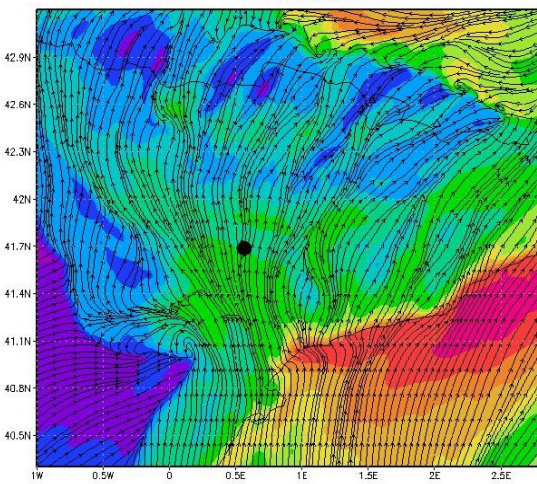


ES

ES

Time = 14Z26AUG2010

Time = 14Z26AUG2010



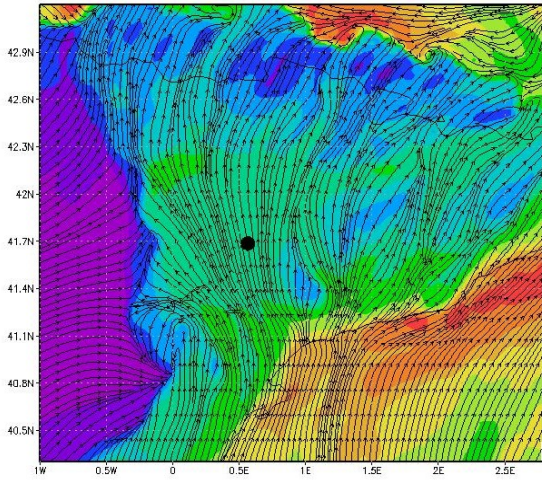
ES

ES



### BouLac

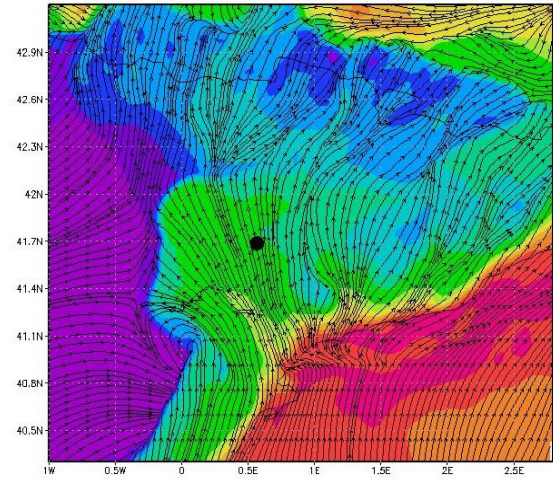
Time = 17Z26AUG2010



ES

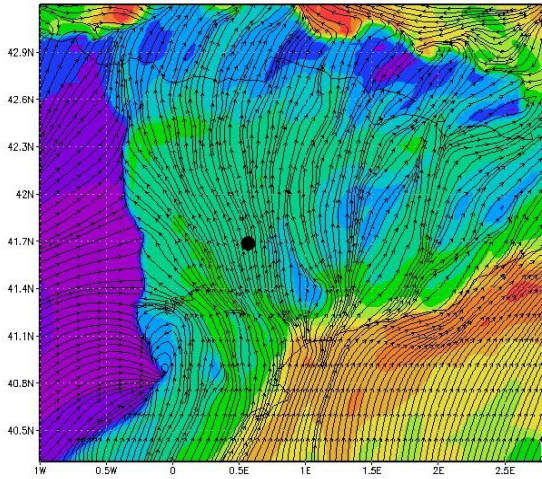
### ACM2

Time = 17Z26AUG2010



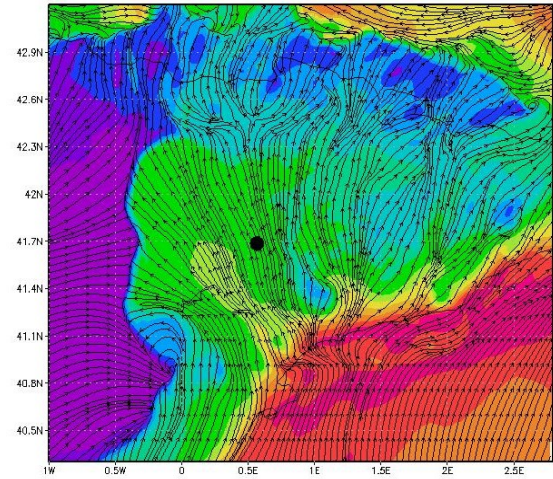
ES

Time = 18Z26AUG2010



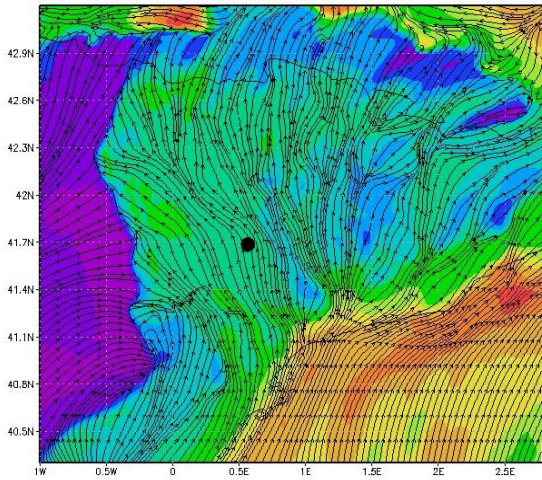
ES

Time = 18Z26AUG2010



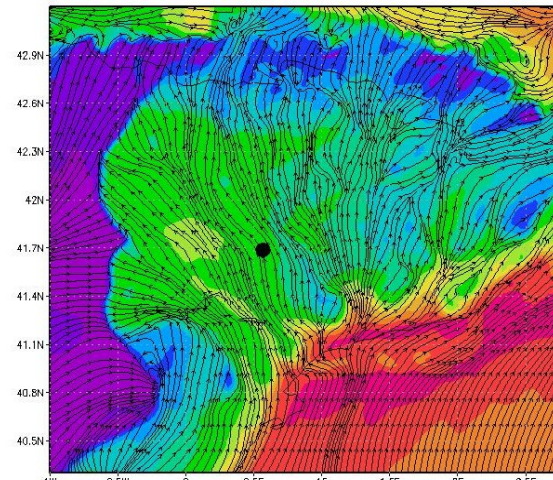
ES

Time = 19Z26AUG2010



ES

Time = 19Z26AUG2010



ES

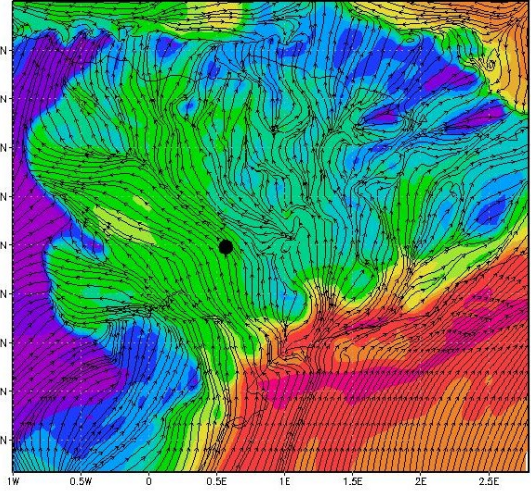
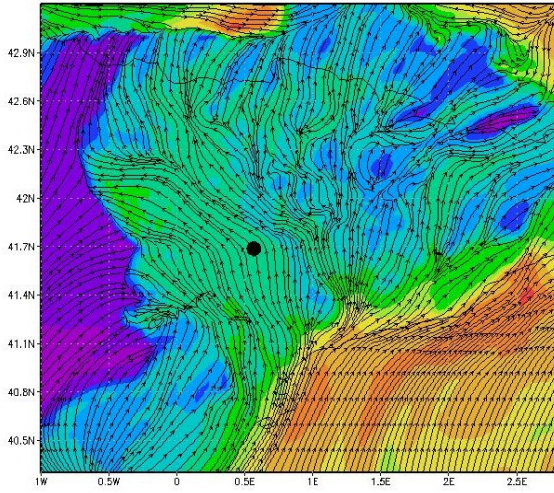


### BouLac

### ACM2

Time = 20Z26AUG2010

Time = 20Z26AUG2010

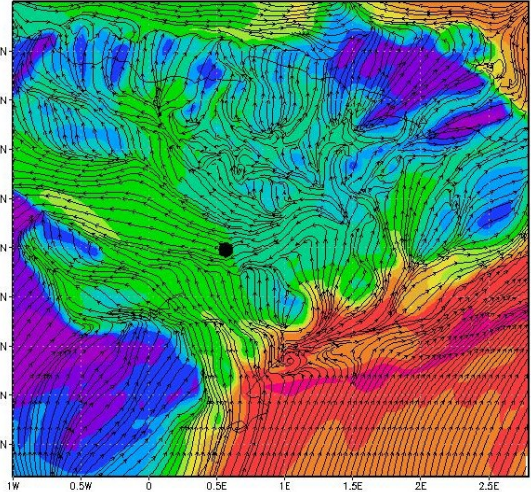
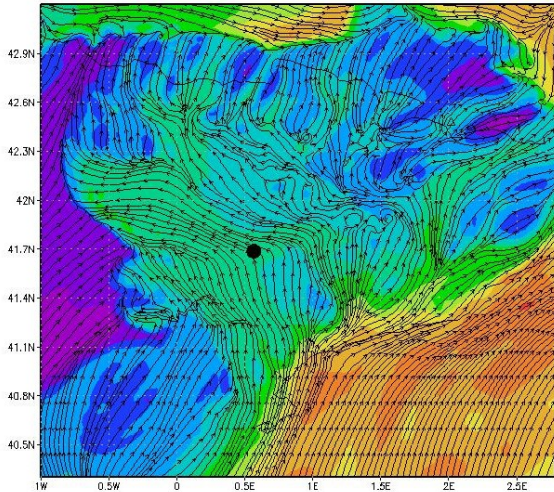


ES

ES

Time = 21Z26AUG2010

Time = 21Z26AUG2010

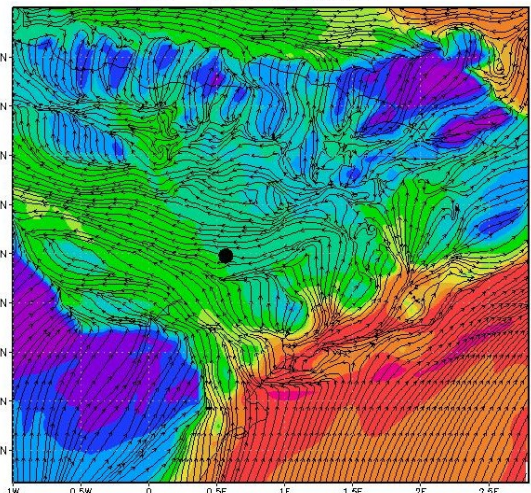
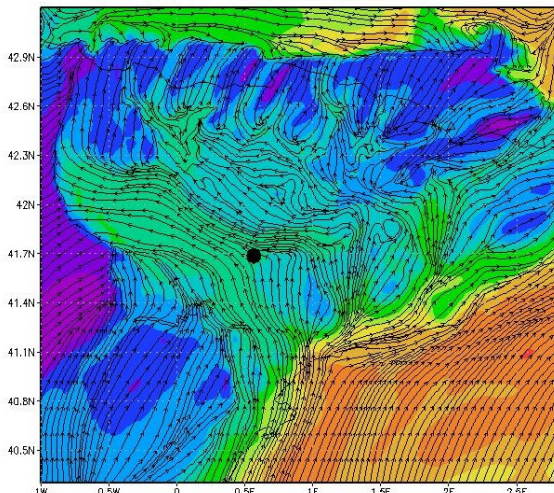


ES

ES

Time = 22Z26AUG2010

Time = 22Z26AUG2010



ES

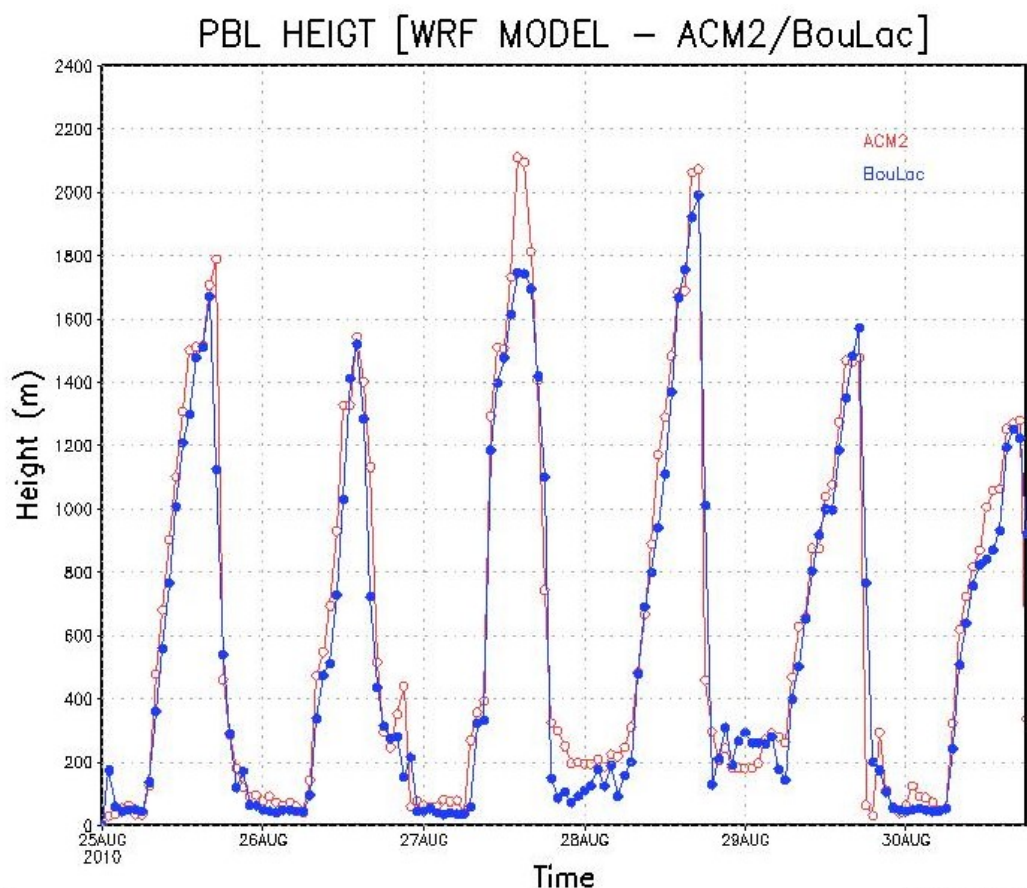
ES



## 7.4. ALTURA PBL

La PBL queda caracterizada por la altura que alcanza esta capa en la atmósfera. La variación de la PBL a lo largo del día se debe principalmente a la turbulencia. Es característico un aumento de la altura de la PBL cuando empieza el día por convección y la caída al final de la tarde indica la vuelta a una situación de estabilidad característica del periodo nocturno.

Los modelos calculan esta altura y su valor varía según la parametrización PBL utilizada. En entornos topográficamente complejos, la turbulencia debida a la orografía y los procesos mesoescalares como la brisa marina condiciona la altura que alcanza la capa de mezcla durante el día. Este parámetro resulta muy importante en estudios de contaminación atmosférica y en predicción de calidad del aire.



**Figura 80.** Evolución temporal de la altura de la PBL durante los días del caso de estudio (del 25/08/2015 al 30/08/2015) obtenida con dos esquemas PBL diferentes: ACM2 (rojo) y BouLac (azul). Las principales diferencias se observan durante las horas de transición del régimen diurno al nocturno (21:00 UTC) y durante la transición de una situación meteorológica con forzamiento mesoescalar a una situación con predominio de la escala sinóptica (día 27).

Para nuestro estudio hemos comparado la altura de la PBL de las dos simulaciones, con parametrizaciones PBL: ACM2 y BouLac (Figura 80). Los dos primeros días ambos esquemas PBL se comportan de forma similar excepto: 1. en las horas de final del día



(21:00 UTC) coincidiendo con las horas de transición de un régimen (diario) a otro (nocturno) se observa una altura PBL mayor para ACM2 que para BouLac. En la altura alcanzada durante la noche, especialmente para los días 27-28 y 28-29, que son los días de entrada del frente, también hay variación, produciéndose la máxima diferencia de altura entre ambas parametrizaciones el día 27 que se considera un día de transición entre una situación meteorológica (predominio procesos mesoescalares) y la otra (predominio procesos escala sinóptica).

## 8. CONCLUSIONES Y NUEVAS PREGUNTAS DE INVESTIGACIÓN

---

Sobre la dinámica de la cuenca mediterránea occidental sabemos que algunos de los escenarios meteorológicos más frecuentes en la Península Ibérica están dominados por condiciones de superficie y no tanto por la circulación general, y que en algunos casos se considera que los procesos de las capas bajas de la troposfera alteran la circulación en altura, como es el caso de la brisa marina que puede introducir importantes alteraciones en la circulación general del área mediterránea. Las brisas son circulaciones condicionadas por la orografía local y la orientación de las laderas, pero no son fenómenos exclusivamente locales dado que pueden alcanzar extensiones amplias (100-150 km) y profundidades de 4-5 km [19]. Además, la brisa puede combinarse con otras circulaciones resultado del enfriamiento de la superficie o por efecto de la topografía (efecto valle, efecto barrera o efecto chimenea) y aumentar la complejidad de los procesos troposféricos.

La región de Raimat (Lleida) está a una distancia de la costa mediterránea de 90-160 km separada del mar por cadenas montañosas y valles (Valle del Ebro y valles subsidiarios) que pueden canalizar las masas de aire procedentes del mar. Nuestra área de estudio es un entorno topográficamente complejo en el que la meteorología no sigue patrones generales, sino que está influenciado por las escalas meteorológicas locales y/o mesoescalares, como se muestra en el trabajo. Los modelos numéricos meteorológicos mesoescalares necesitan una adecuada parametrización de la PBL, entre otras, para reproducir adecuadamente los procesos físicos que tienen lugar en este tipo de entornos.

Después de analizar la base de datos de medidas experimentales disponible, se ha seleccionado un caso de estudio (del 25/08/2010 al 30/08/2010) que representa una situación característica de verano bajo condiciones meteorológicas con forzamiento mesoescalar seguido de una situación influenciada por procesos troposféricos a escala sinóptica. Se ha simulado la meteorología de estos días con el modelo meteorológico mesoescalar WRF y dos esquemas PBL diferentes (*ACM2* y *BouLac*) y tras analizar los resultados, se plantean las siguientes conclusiones y nuevas cuestiones de investigación:

1. En escenarios meteorológicos con forzamiento mesoescalar, en verano, al final de la tarde, llega la brisa marina al área de Raimat (advección del vapor de agua evaporado del agua del mar) y produce un aumento de la humedad específica de la zona.
2. Este aumento de humedad específica se asocia con algunas de las direcciones de viento predominantes (E, SE). La brisa sigue principalmente tres trayectorias para llegar a Raimat. El modelo muestra estas trayectorias principales en torno a las longitudes 0.5E, 1.2E y 1.8E (latitudes 41.0-41.7). Con respecto a las trayectorias seguidas, la evapotranspiración de la superficie también incorpora vapor de agua, por tanto nuevas preguntas de investigación se plantean al respecto: *¿las parametrizaciones de la capa*

*límite empleadas pueden reproducir trayectorias diferentes, es decir, diferentes usos de suelo y cobertura vegetal, empleando el modelo de intercambio suelo-atmósfera NOAH-LSM, aportan diferentes cantidades de vapor de agua a las masas de aire advectadas con las brisas diurnas a lo largo de distintas trayectorias?*

3. Durante la tarde-noche se combinan en Raimat vientos originados por diferentes procesos troposféricos. Hemos visto con las medidas experimentales y las simulaciones que en Raimat se combinan procesos de brisa diurna al finalizar el día y vientos catabáticos procedentes de las diferentes laderas. Esto justifica los cambios en las direcciones de viento al inicio del periodo nocturno que es cuando las masas de aire se van enfriando y van descendiendo. En este descenso advectan el vapor de agua que ha traído la brisa y se distribuye espacialmente el vapor de agua aumentando la humedad específica en el entorno de Raimat. Otra de las cuestiones que se abre a la vista de este resultado es *¿tienen estos resultados relación con las situaciones de niebla que se dan en la región de Raimat?*

4. Sobre los esquemas PBL utilizados (*ACM2* y *BouLac*), ambos reproducen los procesos troposféricos con forzamiento mesoescalar pero con diferencias especialmente durante la tarde-noche (horas de transición). Sobre la humedad específica, ambos reproducen el aumento de humedad en Raimat pero lo hacen con una evolución temporal y espacial ligeramente diferente. Algunos estudios [13] indican que los esquemas locales producen una PBL más húmeda que los esquemas no locales durante el día. Sobre la altura PBL, difieren al final del día y cuando se produce la transición de situación meteorológica con forzamiento mesoescalar a situación meteorológica con predominio de la escala sinóptica (Figura 80). A la vista de los resultados podemos decir que los dos esquemas seleccionados reproducen los escenarios del caso de estudio, pero con diferencias en los periodos de transición día-noche y transición de un escenario meteorológico (días 25 y 26) a otro (días 27, 28 y 29). Esto puede tener importantes implicaciones en la predicción meteorológica. El objetivo de este trabajo fin de máster era determinar con qué sensibilidad los esquemas PBL seleccionados (*ACM2* y *BouLac*) reproducen los procesos mesoescalares que caracterizan el caso de estudio, según las referencias consultadas, *ACM2* (modelo híbrido que combina la aproximación no local para *upward mixing* y la local para *downward mixing*) es un esquema que funciona bien en condiciones convectivas y *BouLac* (modelo TKE de orden 1.5 en el que los momentos de segundo orden se introducen con expresiones diferentes dependiendo del tipo de estabilidad) es un esquema que resuelve bien la turbulencia debida a la orografía. Sin embargo, para llegar a dar respuesta a la cuestión *¿qué esquema PBL es más adecuados para reproducir los procesos físicos identificados en este trabajo y especialmente la combinación de ellos?* es necesario realizar un análisis más en detalle de cada una de las parametrizaciones y validar las simulaciones con más datos experimentales como puede ser la red catalana de observación meteorológica, sondeos meteorológicos o datos de satélite.

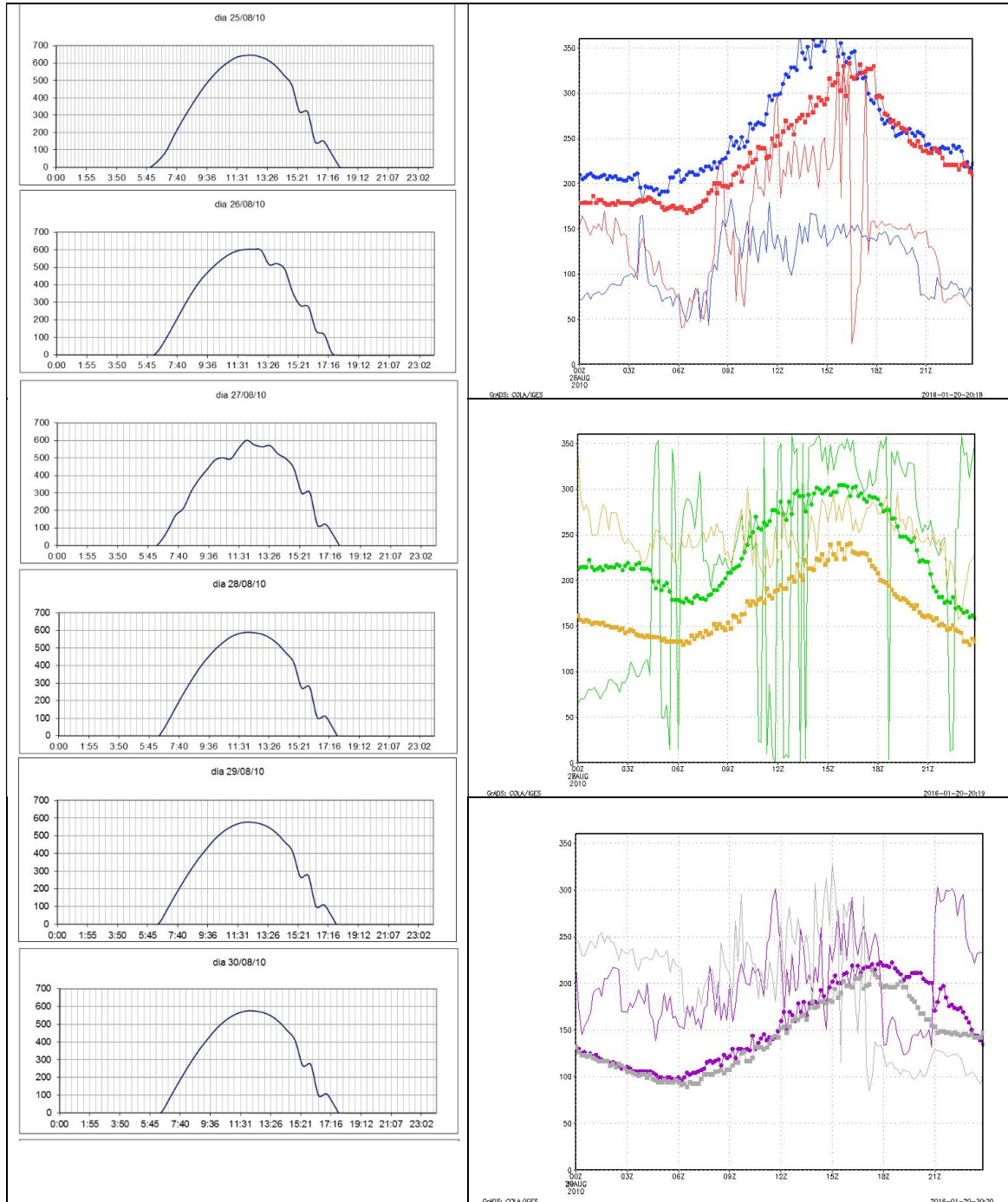
Por tanto, los resultados del trabajo y las nuevas cuestiones planteadas ofrecen la posibilidad de continuar con la actividad investigadora iniciada con este trabajo fin de máster.



# ANEXOS

## ANEXO I

*Evolución diaria de la Radicación neta ( $W/m^2$ ) medida en la estación de balance (EB) de Raimat y Evolución diaria de humedad específica y dirección de viento medida con el WindRASS del 25 al 30 de agosto de 2010.*



**Izquierda.** Evolución diaria Radiación Solar.

**Derecha.** Evolución diaria de humedad específica y dirección del viento de 00:00 UTC a 23:59 UTC medida con el WindRASS, Superior=días 25 y 26 del caso de estudio, Centro: días 27 y 28, Inferior: días 29 y 30 (Página 86 nuestro detalle de 12:00 UTC a 23:59 UTC. Eje vertical izquierdo de 0 a 360 permite representar la dirección del viento en grados y  $q*30$  en g/Kg.

**ANEXO II**  
**VARIABLES ESTACIÓN DE BALANCE (EB) EN RAIMAT**  
*(Tabla facilitada por Grupo de Meteorología de la UiB)*

**Description of the EB data table**

# Col.	Variable	Units	# Col.	Variable	Units
1	Date	yyyy-mm-dd	45	CO <sub>2</sub> flux, Webb et al. term due to #6	mg/m <sup>2</sup> s
2	Time	hhmmss	46	CO <sub>2</sub> flux, Webb et al. term due to #4	mg/m <sup>2</sup> s
3	Record	-	47	Latent heat flux, Webb et al. term due to #6	W/m <sup>2</sup>
4	Sensible heat flux using sonic temp.	W/m <sup>2</sup>	48	Latent heat flux, Webb et al. term due to #4	W/m <sup>2</sup>
5	CO <sub>2</sub> flux	mg/m <sup>2</sup> s	49		samples
6	Latent heat flux	W/m <sup>2</sup>	50	CSAT warnings	samples
7	Sensible heat flux computed from #4 and #6	W/m <sup>2</sup>	51		samples
8	Momentum flux	kg/m s <sup>2</sup>	52		samples
9	u* (friction velocity)	m/s	53		samples
10	Mean soil temp. (sonic)	C	54		samples
11	Stdev of #10	C	55		samples
12	Covar #10 and #25	m C/s	56		samples
13	Covar #10 and #29	m C/s	57		samples
14	Covar #10 and #32	m C/s	58		samples
15	CO <sub>2</sub> mean	mg/m <sup>3</sup>	59		samples
16	Stdev CO <sub>2</sub> mean	mg/m <sup>3</sup>	60		
17	Covar #15 and #25	mg/m <sup>2</sup> s	61	Panel temp avg	C
18	Covar #15 and #29	mg/m <sup>2</sup> s	62	Battery volt	V
19	Covar #15 and #32	mg/m <sup>2</sup> s	63	Net radiation	W/m <sup>2</sup>
20	H <sub>2</sub> O average	g/m <sup>3</sup>	64	Albedo	-
21	Stdev of #20	g/m <sup>3</sup>	65	Rs downwell average	W/m <sup>2</sup>
22	Covar #20 and #25	g/m <sup>2</sup> s	66	Rs upwell average	W/m <sup>2</sup>
23	Covar #20 and #29	g/m <sup>2</sup> s	67	Rl downwell average	W/m <sup>2</sup>
24	Covar #20 and #32	g/m <sup>2</sup> s	68	Rl upwell average	W/m <sup>2</sup>
25	u wind speed comp.	m/s	69	Temp Rn	K
26	Stdev of #25	m/s	70		W/m <sup>2</sup>
27	Covar #25 and #29	(m/s) <sup>2</sup>	71		W/m <sup>2</sup>
28	Covar #25 and #32	(m/s) <sup>2</sup>	72	Soil heat flux 1	W/m <sup>2</sup>
29	v wind speed comp.	m/s	73	Soil heat flux 2	W/m <sup>2</sup>
30	Stdev of #29	m/s	74	Soil heat flux 3	W/m <sup>2</sup>
31	Covar #29 and #32	(m/s) <sup>2</sup>	75	Soil heat flux 4	W/m <sup>2</sup>
32	w wind speed comp.	m/s	76		C
33	Stdev of #32	m/s	77		C
34	Mean pressure	kPa	78	Avg soil water temp 1	Frac vol water
35	Mean HMP temp	C	79	Avg soil water temp 2	Frac vol water
36	Mean HMP H <sub>2</sub> O	g/m <sup>3</sup>	80	Avg soil temp 1	C
37	Mean air density	kg/m <sup>3</sup>	81	Avg soil temp 2	C
38	Wind direction	degrees	82	#72 calibration	W/(m <sup>2</sup> mV)
39	CSAT wind direction	degrees	83	#73 calibration	W/(m <sup>2</sup> mV)
40	Wind speed	m/s	84	#74 calibration	W/(m <sup>2</sup> mV)
41	Rslt #40	m/s	85	#75 calibration	W/(m <sup>2</sup> mV)
42	Stdv of #38	degrees	86	Cs616 water content probes avg 1	microsec
43	CO <sub>2</sub> flux without Webb et al. term	mg/m <sup>2</sup> s	87	Cs616 water content probes avg 2	microsec
44	Latent heat flux without Webb et al. term	W/m <sup>2</sup>			



### ANEXO III

#### Análisis de sensibilidad del cálculo de la humedad específica a partir de las medidas del WindRASS

Para realizar el análisis partimos de la definición de temperatura virtual (Iribarne and Godson, 1981) para obtener la humedad específica a partir de los datos de salida del WindRASS según la expresión (A1).

$$T_v = T \cdot (1 + 0.61 \cdot q) \quad (A1)$$

Con  $T_v$  temperatura virtual,  $q$  humedad específica (masa de vapor de agua por unidad de masa de aire húmedo) y  $T$  temperatura del aire húmedo (Garrat, J.R).

La temperatura virtual  $T_v$  es un output del WindRASS. El sistema de medida no se ve afectado por la presencia de humedad, por tanto, la medida de temperatura que ofrece el sistema es temperatura virtual (temperatura que el aire seco debe tener para que su densidad sea la misma que la del aire húmedo. Temperatura equivalente a 0% humedad).

En Raimat, durante las campañas experimentales se introducía en el sistema una humedad HR=50 % constante y el sistema hacía el cálculo de  $T$ . ¿Cómo se han de corregir los datos para tener en cuenta la variación de humedad?

Un WindRASS (RASS-Sodar) es un dispositivo de detección remota que mejora el convencional RASS (radio acoustic sounding system) utilizado solo para medir temperatura. WindRASS combina ondas sonoras y ondas electromagnéticas para facilitar perfiles de temperatura virtual y de viento (Figura 12).

El sistema emite ondas sonoras con un MFAS sodar y ondas electromagnéticas radio (1290 MHz) con dos antenas emisor-receptor (Figura 12). La variación de densidad generada por las ondas sonoras afecta a las ondas electromagnéticas. Las ondas electromagnéticas radio emitidas por una antena son dispersadas (backscattered) por las ondas sonoras y la señal electromagnética reflejada (3kHz Doppler shift) es capturada por la segunda antena y analizada. El retraso en el tiempo de recorrido de la señal permite calcular el perfil de la velocidad del sonido y con ello el perfil de viento y la temperatura virtual.

Los sistemas de medida remotos como el WindRASS se basan en el análisis de las fluctuaciones del índice de refracción de la señal emitida y recibida. En la baja troposfera las fluctuaciones del índice de refracción están principalmente debidas a las fluctuaciones en la humedad específica [R2]. Según Gossard et al. [R3, R4], el gradiente vertical de humedad específica media se puede deducir si son conocidos el gradiente de temperatura potencial (que puede ser deducido del radio acoustic sounding system, RASS) y el gradiente vertical del índice de refracción potencial medio (que puede ser deducido de las medidas del radar); y los perfiles de humedad se pueden obtener de forma combinada con las medidas del RASS, radar y GPS [R5]. La expresión que

relaciona el gradiente del índice de refracción potencial  $\phi$ , el gradiente de temperatura potencial  $\theta$  y el gradiente de humedad  $q$  es la siguiente:

$$\frac{\partial \phi}{\partial z} = -a \cdot \frac{\partial \theta}{\partial z} + b \cdot \frac{\partial q}{\partial z} \quad (A2)$$

Donde los parámetros  $a$  y  $b$  de la expresión (A2) son función de la temperatura y la humedad media de la zona de estudio.

$$a = \frac{77.6 \times 10^4}{\bar{\theta}^2} + 10.9 \times 10^5 \cdot \frac{\bar{q}}{\bar{\theta}^2} \quad (A3)$$

$$b = \frac{5.43 \times 10^5}{\bar{\theta}^2} \quad (A4)$$

Para una atmósfera estándar  $a$  y  $b$  pueden ser considerados constantes [R6].

Vamos a analizar el comportamiento de los parámetros  $a$  y  $b$  en nuestro caso de estudio. Para ello utilizamos las medidas de la estación de balance (EB) para los días de interés. Si  $a$  y  $b$  sufren poca variación con la temperatura y la humedad, podremos considerar que son parámetros constantes y puede no ser necesaria una corrección de los datos experimentales.

### **Análisis de los parámetros $a$ y $b$ para el caso de estudio**

(25/agosto/2010 – 30/agosto/2010 – Raimat.)

El parámetro  $b$  dado por la ecuación (A4) se ha calculado con la variable Mean HMP temp (K) y Mean Pressure (kPa) de la estación de balance (EB, Ver Anexo II), utilizando la ecuación (A5).

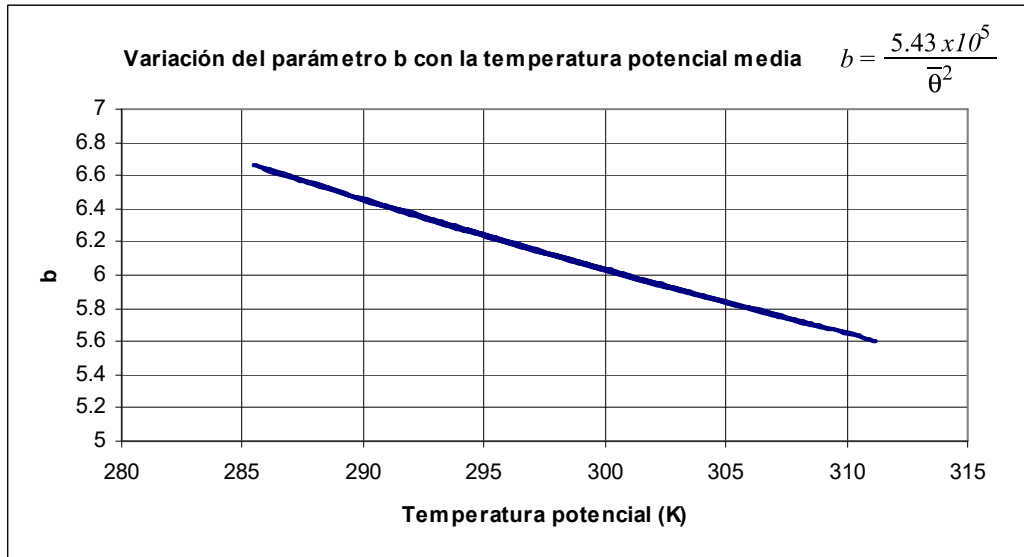
$$\theta = T \cdot \left( \frac{1000}{p} \right)^{R/c_p} \quad (A5)$$

Con  $R/C_p = 0.286$

La variación del parámetro  $b$  se muestra en la Figura 3. La variación máxima de  $b$  es aproximadamente  $\Delta b=1$  en el rango de temperaturas de nuestro caso de estudio.

La variación del parámetro  $a$  según ecuación (A3) se ha obtenido con la temperatura potencial  $\theta$  como se ha detallado anteriormente y con  $q$  según la expresión (A6)

$$q \approx 0.038 \cdot \frac{RH}{p} \cdot 10^{\left( \frac{7.5 \cdot T}{T+237.3} \right)} \quad (A6)$$



*Figura III.2. Variación del parámetro b en el rango de temperaturas del caso de estudio (Raimat, 25-30/agosto/2010)*

La ecuación (A6) resulta de combinar las expresiones de la presión de vapor de saturación es (T) (Murray, 1967), el mixing ratio r y saturation mixing ratio  $r_s(T)$  para el intervalo de temperatura y presión atmosférica, y la definición de humedad relativa HR (%).

$$\begin{aligned}
 e_s(T) &= 6.11 \cdot 10^{\left(\frac{7.5 \cdot T}{T + 237.3}\right)} \\
 r_s(T) &\approx 0.622 \cdot \frac{e_s(T)}{p} \\
 r &\approx 0.622 \cdot \frac{e}{p} \\
 HR &= 100 \cdot \frac{e}{e_s(T)} \approx 100 \cdot \frac{r}{r_s(T)}
 \end{aligned}
 \tag{A7}$$

La Figura III.3 muestra los resultados para diferentes valores de humedad relativa HR (%) en el rango de temperaturas registrado por la EB durante los días del caso de estudio.

Por tanto, la variación máxima de a con la humedad relativa para nuestro caso de estudio es de  $\Delta a = 0.2$  y la variación máxima de a con la temperatura en el rango de temperaturas de interés es de aproximadamente  $\Delta a = 1$ . La humedad relativa HR=50 % que se introducía al sistema WindRASS en las campañas de Raimat representa un valor medio. La variación de ambos parámetros, a y b, con la temperatura es como máximo de 1.

El output del sistema WindRASS ofrece el valor de las variables  $T_v$  y T. Según el análisis realizado de los parámetros a y b, el valor de T parece no necesitar corrección por haber asumido HR constante. Con la ecuación (A1)  $T_v = T (1 + 0.61q)$  recuperamos la humedad específica q. La humedad específica es una variable obtenida a partir de



medidas del sistema (índice de refracción entre otros) tal como se ha descrito anteriormente.

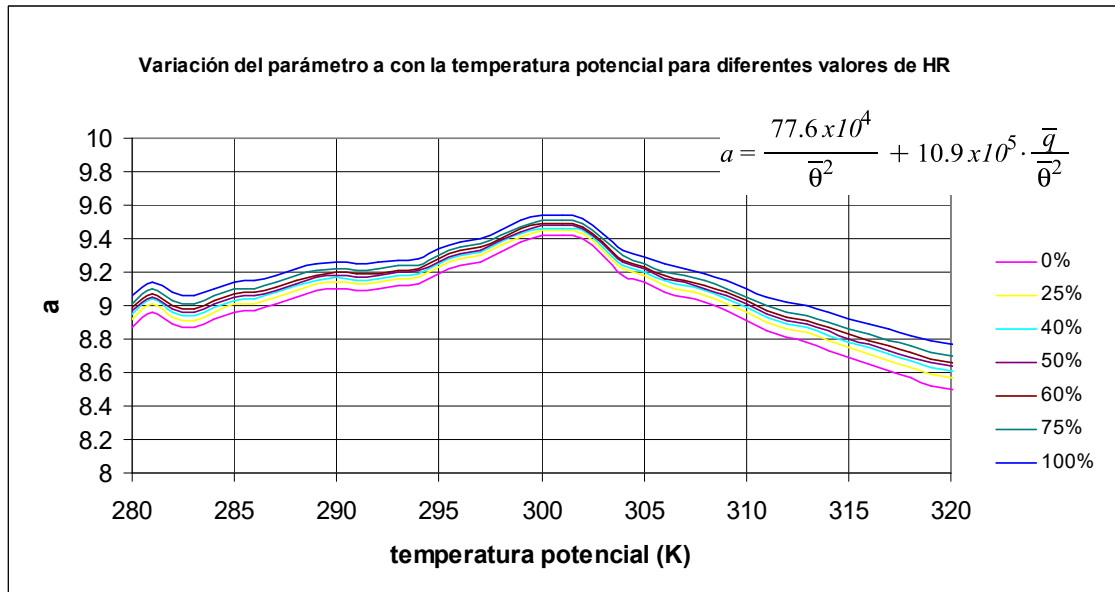


Figura III.3. Variación del parámetro  $a$  en el rango de temperaturas del caso de estudio (Raimat, 25-30/agosto/2010) para diferentes valores de humedad relativa HR (%).

### Referencias (Anexo III)

[R1] *Simultaneous humidity and temperature measurements with Raman lidar and radio acoustic sounding*. M. Onishi, A. Behrendt, K. Kurimoto, J. Furumoto, T. Nakamura, T. Tsuda. Radio Science Center for Space and Atmosphere, Kyoto University.

[http://www.uni-hohenheim.de/~behrendt/papers/2002\\_ILRC\\_2.pdf](http://www.uni-hohenheim.de/~behrendt/papers/2002_ILRC_2.pdf)

[R2] *Refractivity and Humidity Profiling using Wind Profiler and Microwave Radiometer Observations for the Inference of Radio Ducts*. N Sengupta and I A Glover. Department of Electronic & Electrical Engineering.

<http://www.ursi.org/Proceedings/ProcGA05/pdf/F01P.9%2801632%29.pdf>

[R3] Gossard, E.E., R.B. Chadwick, W.D. Neff and K.P. Moran, "The use of ground-based Doppler radars to measure gradients, fluxes, and structure parameters in elevated layers", *J. Climate Appl., Meteor.*, vol.21, pp. 211-226, 1982.

<http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0450%281982%29021%3C0211%3ATUOGBD%3E2.0.CO%3B2>

[R4] Gossard, E.E., R.G. Strauch, B.B. Stankov and D.E. Wolfe, "Measurement of property gradients and turbulence aloft with ground-based Doppler radars", *Tech. Rep. NOAA TR ERL 453-ETL*, vol. 67, 31 pp, 1995.

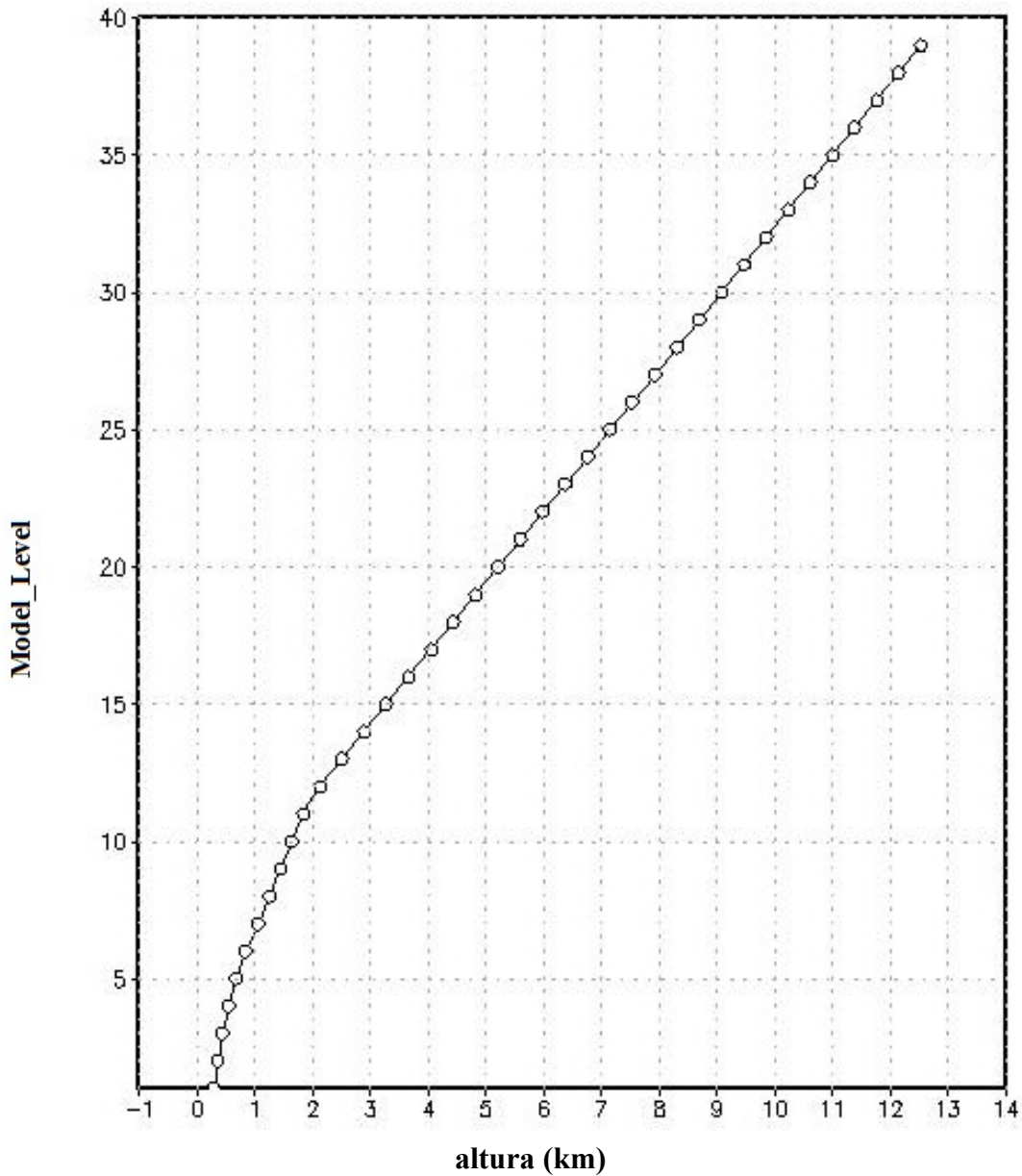
[R5] Gossard, E.E., S. Gutman, B.B. Stankov and D.E. Wolfe, "Profiles of radio refractive index and humidity derived from radar wind profilers and the Global Positioning System", *Radio Sci.*, vol. 34, pp. 371-383, 1999.

[R6] Kerr, D.E., "Propagation of Short Radio Waves", McGraw-Hill, pp. 728, 1951.

## ANEXO IV

### Relación Altura (km) – Level del modelo

Gráfico obtenido con datos de salida del modelo WRF para longitud = 0.566, latitud = 41.683 (posición del instrumento WindRASS).



Altura sobre nivel del suelo (en kilómetros) de los primeros 7 niveles del modelo (variable HEIGHT output del modelo en la posición del WindRASS dada por las coordenadas: longitud = 0.566; latitud = 41.683):

*Level 1*  $\approx$  290 m; *Level 2*  $\approx$  360 m; *Level 3*  $\approx$  441 m; *Level 4*  $\approx$  547 m; *Level 5*  $\approx$  680 m;  
*Level 6*  $\approx$  840 m; *Level 7*  $\approx$  1052 m.

## ANEXO V

### LOW-LEVEL JET (LLJ)

En horas nocturnas y bajo condiciones de cielo despejado y con escasos vientos sinópticos, puede darse viento elevado próximo a la superficie, denominado **Low-Level Jet, LLJ**. Se pueden encontrar rutinariamente con una velocidad máxima por debajo de los 500 m sobre el nivel del suelo (Whiteman et. al, 1997), permiten un eficiente transporte de calor, momento y escalares hacia abajo, produciendo una buena mezcla vertical debido a la fuerte cizalladura del viento. Varios factores influyen la formación y persistencia de esta estructura. Los gradientes horizontales de temperatura implican un cambio en el viento geostrófico que puede favorecer la formación del LLJ. Estos gradientes de temperatura pueden estar relacionados con las diferencias de calentamiento entre pendientes de terreno (Holton, 1967; Mahrt, 1981a), las heterogeneidades del terreno (Wu and Raman, 1997) o el régimen de viento mar-tierra (Källstrand, 1998).

LLJ son una característica muy frecuente de la nocturna capa límite estable (SBL). Muchos factores pueden intervenir en su generación. Un tipo especial de LLJ se forma con los flujos nocturnos catabáticos generados sobre el terreno de las laderas y los flujos de drenaje que se establecen en los valles.

El conocimiento del comportamiento del viento a niveles bajos de la troposfera, y en particular LLJs es importante en aplicaciones de energía eólica y en el transporte y dispersión de contaminantes (Banta et al., 1998). Este fenómeno ha sido observado y estudiado durante tiempo (ej. Cuxart and Jimenez, 2007) atendiendo a la necesidad de mejorar el conocimiento de la ABL.

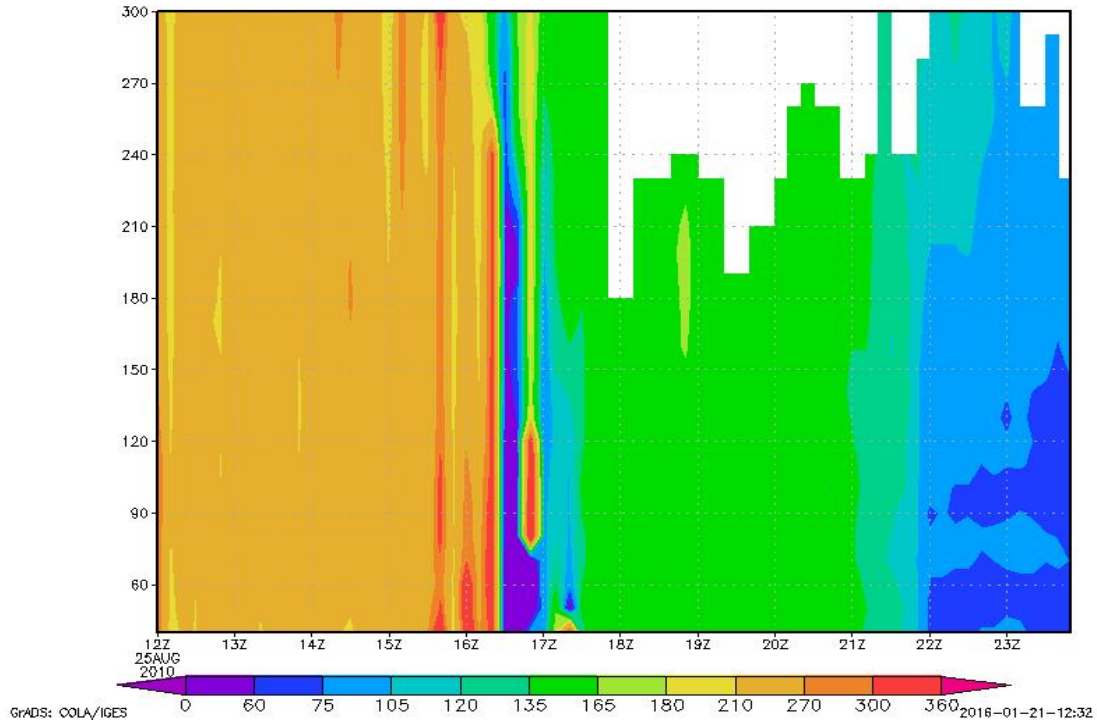
En verano, en Raimat, los LLJs han sido estudiados [6]. Proceden de una dirección fija y se mantienen durante horas. Permiten un transporte eficiente de calor y buena mezcla vertical debido a la fuerte cizalladura del viento. La irrigada llanura de Raimat tienen fuertes contrastes térmicos con las laderas secas de los alrededores y los vientos son mayores que en invierno, cuando los flujos catabáticos pueden desarrollarse durante la noche y con frecuencia aparece niebla que puede durar varios días.



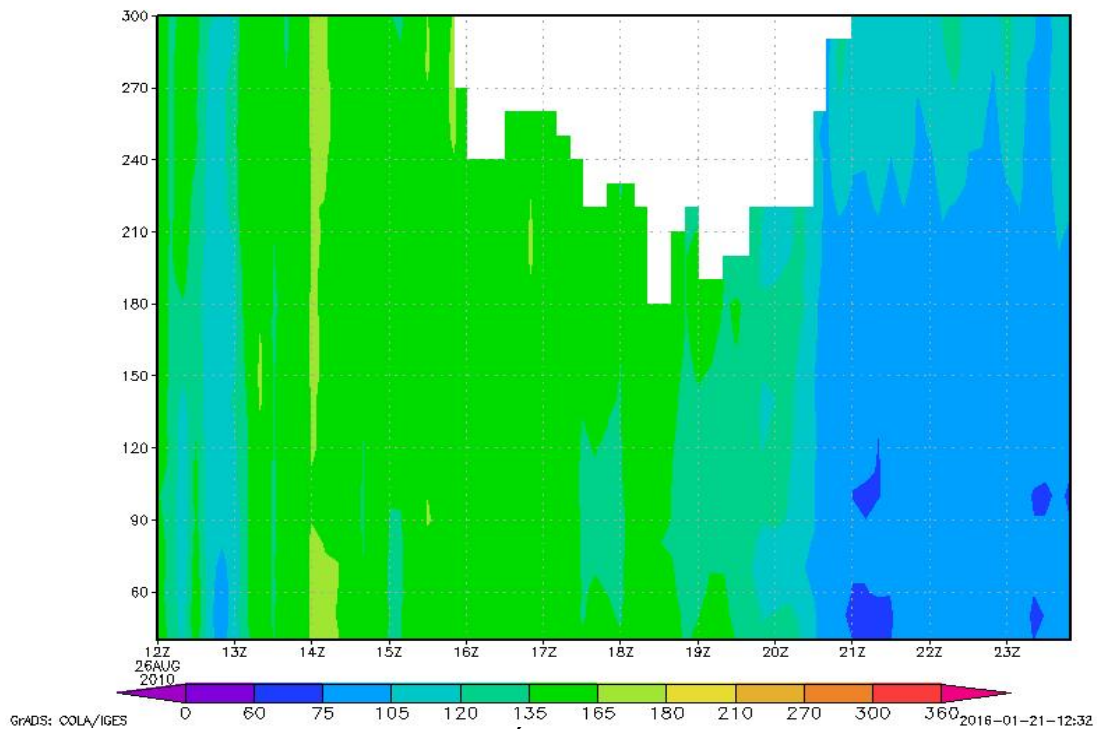
## ANEXO VI

Variación de la dirección del viento (grados) con el tiempo de 12:00 UTC a 24:00 UTC y con la altura (de los 40 m a los 300 m) registrada por el WindRASS en Raimat.

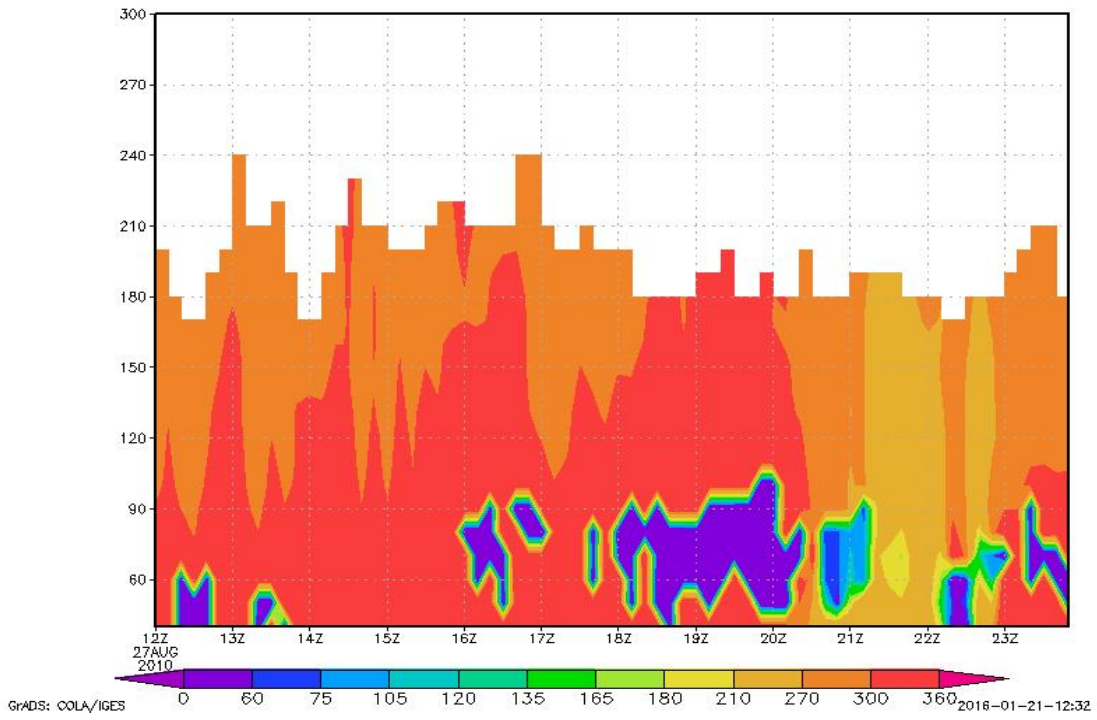
DÍA 25/08/10



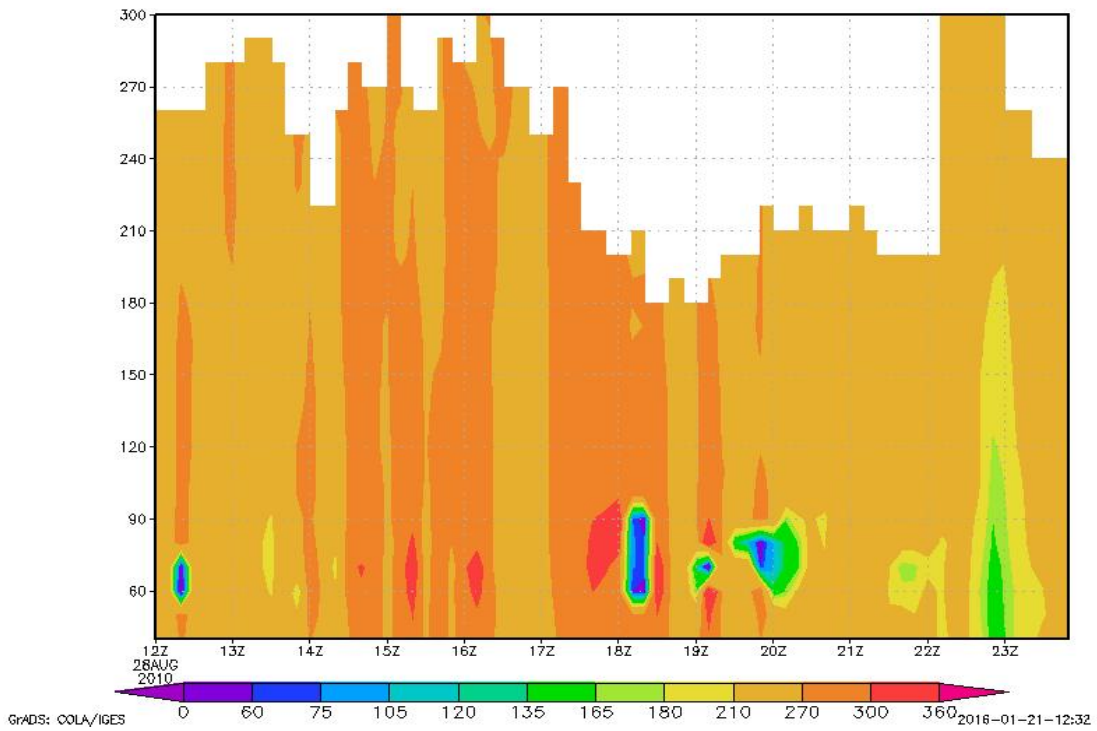
DÍA 26/08/10



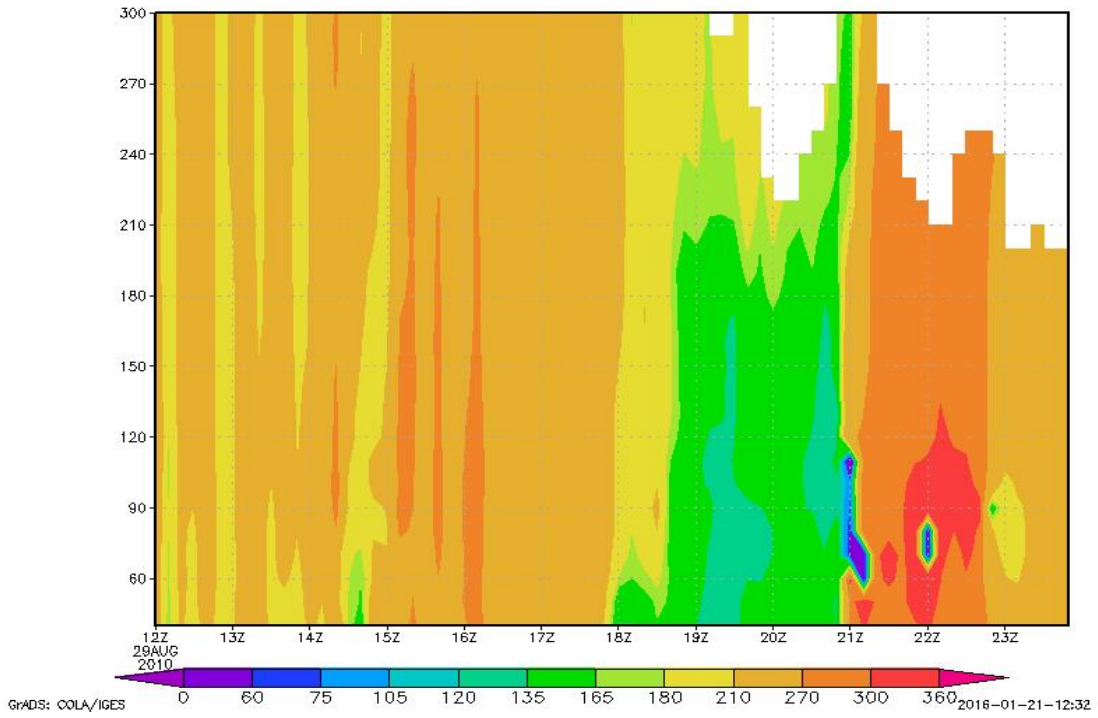
DÍA 27/08/10



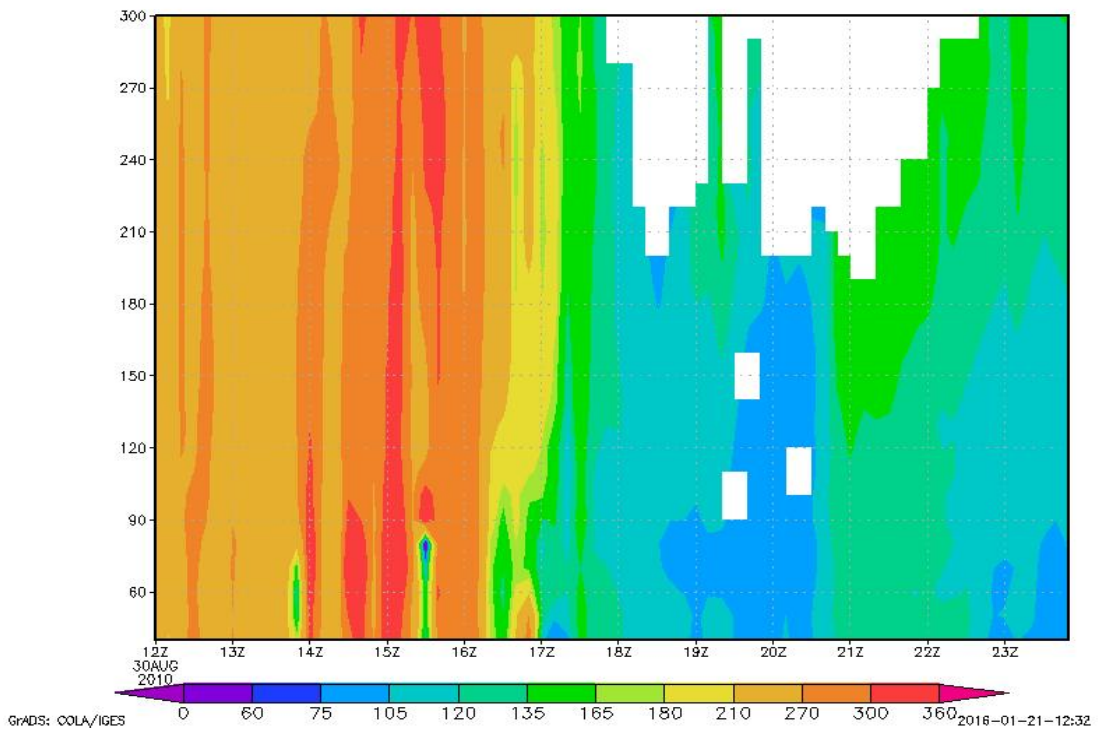
DÍA 28/08/10



DÍA 29/08/10



DÍA 30/08/10





## BIBLIOGRAFÍA

---

- [1] *Stull, R.B. (1989). Boundary Layer Meteorology.* Kluwer Academic Publishers. Holanda.
- [2] *Garratt, J.R. (1999). The Atmospheric Boundary Layer.* Cambridge University Press.
- [3] *NCAR TECHNICAL NOTE June 2008. A Description of the Advanced Research WRF Version 3.* [http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/arw\\_v3.pdf](http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/arw_v3.pdf)
- [4] *J. L. Palau, G. Pérez-Landa y M. M. Millán (2009). Transitional dispersive scenarios driven by mesoscale flows on complex terrain under strong dry convective conditions.* Atmospheric Chemistry and Physics (ACP), 9, 119-130.
- [5] *J. L. Palau, G. Pérez-Landa, J. J. Diéguez, C. Monter y M. M. Millán (2005). The Importance of Meteorological Scales to Forecast Air Pollution Scenarios on Coastal Complex Terrain.* Atmospheric Chemistry and Physics (ACP), 5, 2771 – 2785.
- [6] *J. Cuxart, J. Cunillera, M.A. Jimenez, D.Martinez, F.Molinos, J.L. Palau (2011). Study of Mesobeta Basin Flows by Remote Sensing.* Boundary-Layer Meteorology, 143, 143-158.
- [7] *SCINTEC. HARDWARE MANUAL, Flat Array Sodars SFAS, MFAS, XFAS, including RASS RAE2 and WindRASS WRAE2.* Version 0.71. September 2008. [www.scintec.com](http://www.scintec.com)
- [8] *SCINTEC. SOFTWARE MANUAL, Flat Array Sodars SFAS, MFAS, XFAS, including RASS and WindRASS.* Version 1.18. November 2008. [www.scintec.com](http://www.scintec.com)
- [9] *Refractivity and Humidity Profiling using Wind Profiler and Microwave Radiometer Observations for the Inference of Radio Ducts.* N Sengupta and I A Glover. Department of Electronic & Electrical Engineering. <http://www.ursi.org/Proceedings/ProcGA05/pdf/F01P.9%2801632%29.pdf>
- [10] *Simultaneous humidity and temperature measurements with Raman lidar and radio acoustic sounding.* M. Onishi, A. Behrendt, K. Kurimoto, J. Furumoto, T. Nakamura, T. Tsuda. Radio Science Center for Space and Atmosphere, Kyoto University. [https://www.uni-hohenheim.de/~behrendt/papers/2002\\_ILRC\\_2.pdf](https://www.uni-hohenheim.de/~behrendt/papers/2002_ILRC_2.pdf)
- [11] *Dispersión atmosférica de las emisiones de una chimenea alta en terreno complejo.* Jose Luis Palau Aloy. 2003. Tesis doctoral. ISBN 84-688-4440-3.
- [12] *Boundary Layer Meteorology and Surface Processes. ATMO 579 Course.* ATMOSPHERIC SCIENCES. 2014.
- [13] *Boundary Layer Parameterizations.* Gert-Jan Steeneveld. Wageningen University.

- [14] Millán, M.M., Artiñano, B., Alonso, L., Castro, M., Fernandez-Patier, R., Goberna, J. (1992). *Meso-Meteorological Cycles of Air Pollution in the Iberian Peninsula – MECAPIP*. Air Pollution Research Report 44, EUR No. 14834. European Commission DG XII/E-1, Bruselas, 219 pp. ISBN 2-87263-87-2
- [15] *The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system*. Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, I., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N. and Vitart, F. (2011). *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 137: 553–597. doi:10.1002/qj.828.  
<http://onlinelibrary.wiley.com/enhanced/doi/10.1002/qj.828>
- [16] *WRF Physics Options*. Jimmy Dudhia. NCAR.
- [17] *Boundary Layer Parameterizations*. Gert-Jan Steeneveld. Wageningen University.
- [18] D. Martínez, J. Cuxart and J. Cunillera. *Conditioned climatology for stably stratified nights in the Lleida area*. *Tethys, J Weather Clim West Mediterr* 5:13–245.  
<http://eng.tethys.cat/files/5tethys-02-eng.pdf>
- [19] *MANUAL PRÁCTICO DE INTRODUCCIÓN A LA METEOROLOGÍA*. Maria J. Estrela, Millan M. Millán. CEAM. ISBN 84-605-1168-5
- [20] *MESO-SCALE ATMOSPHERIC CIRCULATIONS*. B.W. Atkinson. ISBN 0-12-065960-3.
- [21] *Understanding and Prediction of Stable Atmospheric Boundary Layers over Land*. G.J. Steeneveld. ISBN 978-90-8504-716-2
- [22] *COST Action 719 – Final report. Harmonisation of the pre-processing of meteorological data for atmospheric dispersion models*. ISBN 92-828-3302-X
- [23] *MESOESCALE METEOROLOGICAL MODELING*. Roger A. Pielke. ISBN 0-12-554820-6
- [24] *BOUNDARY LAYER CLIMATES*. T.R. Oke. ISBN 0-415-04319-0
- [25] M. Nakanishi and H. Niino, *Development of an Improved Turbulence Closure Model for the Atmospheric Boundary Layer*. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol. 87, No. 5, pp. 895-912, 2009.
- [26] Gangoiti, G.; Millán, M. M.; Salvador, R.; Mantilla, E. *Long-range transport and re-circulation of pollutants in the western Mediterranean during the project Regional Cycles of Air Pollution in the West-Central Mediterranean Area*. *Atmospheric Environment*, 35 (2001), 6267-6276.

- [27] Millan M.M. *Extreme Hydrometeorological Events and Climate Change Predictions in Europe*. Journal of hydrology, 518 (2014), 206-224.
- [28] Palau J.L., Rovira F., Sales M.J. *Satellite Observations of the Seasonal Evolution of Total Precipitable Water Vapour over the Mediterranean Sea*. Tethys Journal. (2015, en prensa)
- [29] J. Cuxart, M. A. Jiménez, *Deep Radiation Fog in a Wide Closed Valley: Study by Numerical Modeling and Remote Sensing*. Pure Appl. Geophys. 169 (2012), 911–926
- [30] Joan Cuxart. *Nocturnal basin low-level jets: an integrated study*. Acta Geophysica 56 (2008), 100-113.
- [31] Bolle, H.J. (editor) *Mediterranean Climate: Variability and Trends*. (2003) Springer-Verlag. Berlin. Germany. Cap. 1.
- [32] Orlanski, J. “A rational subdivision of scales for atmospheric processes”. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 56, (1975) 527-530.
- [33] *Meteorological Office. Weather in the Mediterranean, vol. 1, General Meteorology*, p. 391, Air Ministry, Meteorological Office, Her Majesty’s Stn. Off., London, U.K. Code No. 40-142-1-62, (1962)
- [34] Raso, J.M. *El clima de Baleares*. Tesis doctoral. Dept. Geografia. Universitat de Barcelona. (1978)
- [35] Martín, J. *Característiques climatològiques de la precipitació en la franja costera mediterrània de la península Ibèrica*. Tesis Doctoral. Institut Cartogràfic de Catalunya. (1987). Generalitat de Catalunya.
- [36] Capel, J.J. *Los climas de España*. Colección Ciencias Geográficas. Oikos-tau, s.a. - ediciones. Barcelona. (1981)
- [37] Millán, M. M. *Ozone dynamics in the Mediterranean basin. A collection of scientific papers resulting from the MECAPIP, RECAPMA and SECAP Projects*. Air Pollution Research Report 78. (2002). Brussels: 287 pp.
- [38] J. Cuxart, D. Martínez, A. Álvarez i J. Cunillera, *Caracterizació climàtica de la conca de Lleida F. Molinos*. II Jornades de Meteorologia i Climatologia de la Mediterrània Occidental València, 11 -12 Marzo 2010.