

Universidad de Huelva

Departamento de Física Aplicada



Caracterización meteorológica y modelización de Andalucía occidental

**Memoria para optar al grado de doctor
presentada por:**

Miguel Ángel Hernández Ceballos

Fecha de lectura: 22 de julio de 2011

Bajo la dirección de los doctores:

**José Antonio Adame Carnero
Juan Pedro Bolívar Raya
Benito Arturo de la Morena Carretero**

Huelva, 2012

ISBN: 978-84-15147-73-2

D.L.: H 12- 2012



**Universidad
de Huelva**

Universidad de Huelva
Facultad de Ciencias Experimentales
Departamento de Física Aplicada



Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial
Dpto. de Observación de la Tierra, Teledetección y
Atmósfera. Área de Investigación e
Instrumentación Atmosférica.
Estación de Sondeos Atmosféricos “El Arenosillo”

Tesis Doctoral

Caracterización meteorológica y modelización de Andalucía occidental

Memoria presentada para optar al grado de **Doctor por la Universidad de Huelva**
(programa de doctorado Tecnología Ambiental), con la mención de **Doctorado
Europeo** por el Licenciado en Física:

Miguel Ángel Hernández Ceballos

Directores:

Dr. José Antonio Adame Carnero

Responsable Grupo Contaminación Atmosférica y Meteorología.
Estación de Sondeos Atmosféricos “El Arenosillo”, INTA

Dr. Juan Pedro Bolívar Raya

Catedrático de Universidad
Departamento de Física Aplicada. Universidad de Huelva

Dr. Benito A. de la Morena Carretero

Director Estación de Sondeos Atmosféricos “El Arenosillo”, INTA

Huelva, julio de 2011

Agradecimientos

En primer lugar quisiera comenzar por agradecer la labor realizada por mis directores: José Antonio Adame, Juan Pedro Bolívar y Benito A. de la Morena, ya que sin su tutela, paciencia y consejos no hubiera sido posible realizar este trabajo. De entre ellos quisiera hacer una mención especial a José Antonio, ya que ha sido la persona que ha estado permanentemente durante estos cuatro años “al pie del cañón” y la que ha padecido los momentos difíciles que se han tenido que superar para llegar a este momento final.

No quiero olvidar a todos los compañeros que han compartido conmigo las horas de trabajo en la Estación de Sondeos Atmosféricos de “El Arenosillo”, ya que de todos ellos he aprendido cosas que me han valido para crecer como persona. También quiero agradecer al personal del CEDEA por el apoyo recibido.

Gracias a la Universidad de Huelva y al Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial por la financiación recibida, sin la cual, hubiera sido imposible realizar esta Tesis doctoral. Dar también las gracias a la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía, a la Agencia Estatal de Meteorología y a la Red de Información Agroclimática por las bases de datos meteorológicas facilitadas.

Quisiera mostrar mi gratitud a todo el Departamento de Meteorología y Calidad del Aire de la Universidad de Wageningen, y muy especialmente a Jordi Vilà-Guerau de Arellano, por haberme permitido realizar una estancia de dos meses y brindarme la oportunidad de adquirir conocimientos sobre modelización meteorológica para realizar este trabajo. También quiero agradecer a Jos Lelieveld y a Mónica Martínez, del Instituto Max-Planck de Química de Mainz, por la oportunidad de trabajar durante un mes en sus instalaciones.

No puedo olvidarme de Carmen Galán y de Herminia García Mozo, del departamento de Botánica, Ecología y Fisiología vegetal de la Universidad de Córdoba, a las que agradezco la confianza que han depositado en mí para poder aplicar las herramientas meteorológicas en el campo de la aerobiología. Sin su colaboración hubiera sido imposible realizar una estancia en el Instituto de Meteorología de Finlandia para trabajar con el profesor Mikhail Sofiev, del departamento de Modelización de la Dispersión Atmosférica.

Aprovecho también estas líneas para recordar a todas aquellas personas que de manera directa o indirecta han colaborado para que esta Tesis doctoral haya podido ser realizada. Desde aquí, les doy las gracias.

He querido dejar para el final a las personas que de verdad saben lo que ha costado esta Tesis doctoral y que han estado, y que seguirán estando, siempre ahí: mis padres, mi hermano y María. No hay líneas suficientes para poder expresarles lo mucho que los quiero y lo que les agradezco su apoyo y consejos durante estos cuatro años. Sin ellos, de verdad, hubiera sido imposible. Gracias.

Miguel Ángel

Resumen

En el año 2000 se inician una serie de estudios sobre el medio atmosférico en la provincia de Huelva, gracias a la colaboración de los grupos Física de Radiaciones y Medio Ambiente de la Universidad de Huelva y la Estación de Sondeos Atmosféricos “El Arenosillo” del Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial. Aunque han sido diversos los trabajos que se han llevado a cabo a lo largo de estos años, la línea general siempre ha estado vinculada a la calidad del aire y la meteorología. Esta línea de trabajo tiene su origen en los problemas medioambientales que históricamente han existido en el área industrial y urbana de Huelva.

Los trabajos se comenzaron con un análisis sobre el ozono superficial en la provincia de Huelva, investigación que se complementó con una serie de estudios meteorológicos orientados fundamentalmente a identificar los escenarios meteorológicos existentes en esta área. En el año 2004 tanto el área de interés como las sustancias objeto de estudio se incrementan. Se comienzan a analizar las concentraciones de NO y NO₂ junto con el ozono de toda Andalucía.

Asociado a estos trabajos, fue necesario profundizar en los diversos aspectos meteorológicos, hasta un grado en el que la línea meteorológica pasó de ser una herramienta complementaria para la interpretación de las concentraciones de las sustancias atmosféricas, a convertirse en una de las líneas prioritarias.

En este contexto se desarrolla la Tesis Doctoral que se presenta en esta memoria. Los resultados que se habían obtenido en los últimos años, referidos fundamentalmente al ozono superficial y a los NO_x (NO y NO₂), indicaban que era la parte más occidental de Andalucía la que presentaba los mayores problemas de calidad del aire respecto a las sustancias mencionadas. Con estos precedentes se decide desarrollar un detallado estudio meteorológico de esta región, en el cual se aborden diversos aspectos meteorológicos utilizando, tanto observaciones experimentales, como herramientas de modelización. Con la utilización de la modelización atmosférica, el grupo da un paso más en su desarrollo científico puesto que, tradicionalmente, en su seno únicamente se habían utilizado observaciones experimentales.

En esta memoria comienza presentando los antecedentes de la investigación, la estructura de la misma y los objetivos que se pretenden alcanzar, todo ello en el capítulo 1. Antes de presentar los resultados obtenidos se realizan una serie de consideraciones teóricas que ayudan a entender los distintos conceptos y fenómenos atmosféricos que se abordan en esta investigación, fundamentos que se recogen en el capítulo 2.

Continuando con los trabajos que se habían desarrollado en los últimos años, la investigación se inicia con el análisis de cuatro variables meteorológicas: temperatura, humedad relativa, velocidad y dirección del viento en Andalucía occidental. El objetivo es conocer sus valores y su variabilidad temporal y espacial. Los resultados obtenidos se presentan en el capítulo 3. Previo a este trabajo se hizo necesario seleccionar las estaciones meteorológicas con las que abordar el estudio, para lo que se realizó un proceso de selección de estaciones aplicando una serie de criterios. Se seleccionaron 35 emplazamientos y el período de medida abarcó de 2000 a 2007. Este estudio es el primero que se realiza de estas características en esta región. Como resultado relevante se puede señalar que, gracias al análisis del campo de viento, se han identificado cinco cuencas aéreas: el valle del Guadalquivir, Sierra Morena, Sistema Bético, zona occidental del Huelva y estrecho de Gibraltar, destacando la influencia que ejerce el valle del Guadalquivir sobre la dinámica atmosférica superficial de la región de estudio. Respecto a la temperatura y humedad relativa se obtuvo una escasa variación térmica en toda la zona de interés, con valores medios que oscilan entre los 13 y 17 °C, mientras que, la humedad relativa presenta una mayor variación con valores que oscilan entre el 55 % y 85 %.

Aunque en los últimos años se habían realizado, en esta misma región, estudios sobre masas de aire, éstos eran puntuales o con unos objetivos muy orientados a la interpretación de determinados parámetros atmosféricos. Dentro de los trabajos meteorológicos que a nivel general se estaban desarrollando, se consideró de interés abordar una investigación sobre las masas de aire con una serie temporal larga (diez años) y con un doble objetivo. Conocer con detalle los tipos de masas de aire que barren la zona de estudio e identificar los escenarios meteorológicos asociados a cada una de ellas. El capítulo 4 de esta memoria se dedica a mostrar los resultados obtenidos.

Este trabajo se desarrolló gracias al cálculo de retrotrayectorias, las cuales se obtuvieron con el modelo HYSPLIT. Se identificaron ocho regiones de procedencia de masas de aire y 13 tipos diferentes (mediterráneas, saharianas, árticas, entre otras). Destaca la elevada frecuencia de advecciones del oeste, debido a la influencia de los flujos zonales. Las saharianas se observan principalmente a 1500 m y 3000 m y las mediterráneas a 500 m. Sin embargo, las circulaciones procedentes del norte son más frecuentes en los niveles de 500 y 1500 m. Finalmente, a partir de la asociación de los mapas de presión en superficie para cada tipo de masa de aire, se identificaron los escenarios meteorológicos típicos de esta región.

Una vez identificados estos escenarios meteorológicos, se planteó la necesidad de profundizar en el conocimiento de las condiciones meteorológicas de aquellos más

frecuentes. Teniendo en cuenta los tipos de movimientos atmosféricos y la cobertura espacial del área de estudio, se recurrió al modelo meteorológico de mesoescala Weather Research and Forecast (WRF-ARW).

Como paso previo a su empleo se llevaron a cabo una serie de trabajos de sensibilidad del modelo. Estos análisis permitieron validar la información simulada por el modelo sobre esta región y definir una configuración de trabajo que representara de manera adecuada la realidad meteorológica de Andalucía occidental. Se realizaron tres estudios de sensibilidad con el objetivo de conocer la respuesta del modelo ante modificaciones en: i) los ficheros meteorológicos de entrada, ii) la técnica de anidamientos entre dominios y iii) la parametrización de ABL. Estos análisis se realizaron utilizando la base de datos meteorológica de El Arenosillo.

El primero de estos estudios permitió validar el empleo de los ficheros FNL como información meteorológica de entrada y definir las condiciones de frontera del modelo. La comparativa entre las dos técnicas de anidamiento implementadas en el modelo, determinó que la aplicación de la técnica bidireccional proporciona una mayor aproximación a las observaciones. Por último, el tercero de los análisis posibilitó elegir la parametrización MRF, con un valor de 0.25 para el número de Richardson crítico ($Ri_{b_{cr}}$) y de 0.0 para el coeficiente de proporcionalidad (b), como la más adecuada en la representación de la estructura y evolución diaria de la ABL.

El hecho de haberse definido esta configuración de trabajo del modelo WRF-ARW a partir de las observaciones registradas en el área costera, motivó la necesidad de tener que determinar su validez para la representación de las condiciones meteorológicas sobre Andalucía occidental. Se procedió a simular una serie de periodos representativos de los escenarios meteorológicos más frecuentes sobre la región de estudio. Estas simulaciones, además de determinar la idoneidad de esta configuración, permitieron analizar con mayor grado de detalle el desarrollo espacial y temporal de las condiciones meteorológicas asociadas a cada escenario.

Los escenarios meteorológicos seleccionados fueron la advección de flujos del oeste y el desarrollo del régimen de brisas sobre el entorno costero, al ser los más frecuentes, mostrándose en el capítulo 6 los resultados obtenidos. Este análisis consistió en la simulación de las condiciones sinópticas asociadas, la validación de las observaciones meteorológicas (dirección y velocidad del viento, temperatura potencial y humedad específica) y en el análisis de la variabilidad temporal y espacial de los campos de humedad específica y viento a nivel superficial.

Además, también se caracterizó el comportamiento vertical de la atmósfera en cada uno de estos escenarios, mediante la simulación de los campos de viento en diferentes niveles verticales, y el cálculo de la sección vertical del régimen de vientos y de humedad específica. Finalmente, se analizó el comportamiento de la ABL utilizando mapas de distribución horizontal de la altura de la capa de mezcla y perfiles verticales de temperatura potencial y humedad específica.

Una vez empleadas estas herramientas de modelización en la caracterización meteorológica, en esta Tesis doctoral se ha pretendido poner de manifiesto la utilidad que tienen éstas para interpretar el comportamiento espacial y temporal que experimentan tanto el material particulado como el gaseoso presente en la atmósfera. Para ello, en el capítulo 7 se muestran una serie de aplicaciones de los modelos meteorológicos HYSPLIT y WRF-ARW. En una primera parte se ha aplicado el cálculo de retrotrayectorias para lograr un mayor entendimiento sobre la relación entre la tipología de masa de aire y las concentraciones de polen de *Olea* y de *Quercus* en la provincia de Córdoba. En una segunda parte se ha empleado el modelo WRF-ARW en el análisis de las condiciones meteorológicas que favorecieron la ocurrencia de un evento de contaminación atmosférica en el suroeste de la Península Ibérica.

Esta memoria finaliza con el capítulo en el que se exponen las conclusiones y se muestran las líneas futuras que pudieran ser abordadas como continuación de los trabajos realizados en esta Tesis.

Summary

In the year 2000, a series of studies about the atmospheric environment is carried out in the province of Huelva, thanks to the collaboration of the groups, Physics of Radiations and Environment of the University of Huelva and the Atmospheric Sounding Station “El Arenosillo” belongs to National Institute for Aerospace Technology. Although there have been diverse works that have been carried out throughout these years, the general line has been always linked to the quality of the air and meteorology. The origin of this line of work is due to the environmental problems that historically have existed in the industrial and urban area of Huelva.

The works began with an analysis on the superficial ozone in the province of Huelva. This investigation was complemented with a series of meteorological studies orientated fundamentally to identify the meteorological existing scenarios in this region. In the year 2004, both the area of interest and the substances object of study were increased. The concentrations of NO and NO₂ began to be analyzed, together with the ozone of all Andalucía.

Associated with these works, it was necessary to go deeper into the diverse meteorological aspects, up to a degree in which the meteorological line passed from being a complementary tool for the interpretation of the concentrations of the atmospheric substances to one of the priority lines.

In this context, the Doctoral Thesis presented in this report is developed. The results that had been obtained in the last years, related fundamentally with the superficial ozone and the NO_x (NO and NO₂), indicated that the western Andalusia presents the major problems of quality of the air in relationship with the mentioned substances. With these precedents, it is decided to develop a detailed meteorological study of this region, in which diverse meteorological aspects are approached, using both experimental observations and tools of modeling. With the use of the atmospheric modeling, the group gives a step in its scientific development, since, traditionally, only experimental observations had been in use.

The present report start with the presentation of the precedents of the research, the structure of the same one and the aims that are tried to be reached, all this is in chapter 1. Since it is logical, before starting by presenting the obtained results, a series of theoretical considerations that help the reader understand the different concepts and atmospheric phenomena that are approached in this research are presented, these foundations are gathered in chapter 2.

Continuing with the works that had developed in the last years, the research above mentioned begins with the analysis of four meteorological variables: temperature, relative humidity, speed and wind direction in Western Andalusia. The object of this work is to know the values measured up and its temporary and spatial variability. The results obtained appear in chapter 3. Before this work, it became necessary to select the meteorological stations with which to approach the study, for this reason, a process of selection of stations was carried out applying a series of criteria. The result obtained was the selection of 35 emplacements, including the period of measure from 2000 to 2007; being this, the first study of these characteristics carried out in this region. As relevant results, it is possible to comment that thanks to the analysis of the wind field, five air basins were identified: the valley of the Guadalquivir, Sierra Morena, Betic mountain system, western zone of Huelva and strait of Gibraltar, emphasizing the influence of the Gualdaquivir valley on the atmospheric superficial dynamics of the region of study. With regard to the temperature and to the relative humidity, it was obtained a scarce thermal variation in the whole zone of interest, with average values that range between 13 and 17°C. Nevertheless, the relative humidity presents a major variation with values that range between 55 and 85 %.

Though in the last years in the same region, different studies had been carried out on air masses, these were punctual or with a few aims very orientated to the interpretation of certain atmospheric parameters. Inside the meteorological works that were being developed in a general level, it was considered of interest to approach a research on the air mass with a large temporary series (eleven years) and with a double objective: To know closely the types of air masses that sweep the zone of study and to identify the meteorological scenes associated to each one of them. Chapter 4 is devoted to show the results obtained.

This work was developed thanks to the calculation of back-trajectories, which were obtained by the model HYSPLIT. Eight regions of origin of air masses and 13 different types (Mediterranean, Saharan and Arctic, among others) were identified. The high frequency of western advection stands out, due to the influence of the zonal flows. The Saharan ones are mainly observed at 1500 and 3000m and the Mediterranean ones at 500m. Nevertheless, the flows proceeding from the north are more frequent in the levels of 500 and 1500m. Finally, from the association with the maps of pressure in surface for every type of air mass were identified the meteorological typical scenes of this region.

Once identified these meteorological scenarios, the need to go deeper into the knowledge of those meteorological conditions more frequent appeared. For it, considering the types of atmospheric movements and the spatial coverage of the area of

study, the mesoscale meteorological model named as Weather Research and Forecast (WRF-ARW) was used.

As a previous step to its employment, a series of works about the sensitivity of the model were carried out. These analyses allowed to validate the information simulated by the model on this region and to define a configuration of work which represented, in a suitable way, the meteorological reality of western Andalusia. With this intention, three studies of sensitivity were carried out, with the aim to know the response of the model before modifications in i) the meteorological files of entry, ii) nesting technology between domains, and iii) the parameterization of the ABL. These analyses were carried out using the meteorological databases of El Arenosillo.

The first one of these studies allowed to validate the employment of FNL files as meteorological input information and to define the boundary conditions of the model. The comparative done between both nesting technologies available in the model determined that the application of the bidirectional technology provides a major approximation to the observations. Finally, the third party of the analyses made possible to define the MRF parameterization, with a value of 0.25 for the bulk critical Richardson number (Rib_{cr}) and of 0.0 for the coefficient of proportionality (b), as the most adapted in the representation of the structure and the daily evolution of the ABL.

The fact of having defined this work configuration of the WRF-ARW model using the observations registered in the coastal area motivated the need to have to determine its validity for the representation of the meteorological conditions on occidental Andalusia. For this reason, it was simulated a series of representative periods about the most frequent meteorological scenarios on the region of study. These simulations, besides determining the suitability of this configuration, allowed to analyze with major degree of detail the spatial and temporary development of the meteorological conditions associated with every scenario.

The meteorological selected scenarios were the advection of western flows and the development of the breeze regime on the coastal, due to they are the most frequent. The results obtained of these simulations are in chapter 6. This analysis consisted of the simulation of the synoptic associated conditions, the validation of the meteorological observations (direction and speed of the wind, potential temperature and specific humidity) and of the analysis of the temporary and spatial variability of the fields of specific humidity and wind to superficial level.

In addition, also the vertical behavior of the atmosphere was characterized in each one of these scenarios, by means of the simulation of the wind fields in different vertical levels, and the calculation of the vertical section of the wind regime and of specific humidity. Finally, the behavior of the ABL was analyzed by using maps of horizontal distribution of the height of the mixed layer and vertical profiles of potential temperature and specific humidity.

Once these tools of modeling in the meteorological characterization have been used, this Thesis wanted to reveal the usefulness they have to interpret the spatial and temporary behavior of the particles and gaseous material in the atmosphere. That's why, in chapter 7, a series of applications of both HYSPLIT and WRF-ARW models are shown. In the first part, the calculation of back-trajectories has been applied to achieve a major understanding on the relation between the typology of air mass and the concentrations Olive and Quercus pollen in the province of Cordoba. In the second part, the WRF-ARW model has been used in the analysis of the meteorological conditions that favored an event of air pollution on the southwest of the Iberian Peninsula.

This Doctoral Thesis finishes with the chapter in which the conclusions are exposed and the future lines that could be approached as a continuation of the works carried out during this Thesis.

Rendimiento científico.

A continuación, se presentan los trabajos publicados en revistas y las contribuciones a congresos durante el desarrollo de esta memoria de Tesis doctoral.

a) Publicaciones científicas en revistas nacionales e internacionales.

- Adame, J.A., **Hernández-Ceballos, M.A.**, Bolívar, J.P., De la Morena, B.A. Assessment of an anomalous air pollution event in the Southwest of Iberian Peninsula. Atmospheric Environment (En revisión).

- **Hernández-Ceballos, M.A.**, Adame, J.A., Bolívar, J.P., De la Morena, B.A. **The climatology of air masses in southwestern Europe from 1997 to 2007.** Meteorology and Atmospheric Physics (En revisión).

- **Hernández-Ceballos, M.A.**, Adame, J.A., Bolívar, J.P., De la Morena, B.A. **A mesoscale coastal circulation in the Guadalquivir valley (southwestern Iberian Peninsula) using the WRF-ARW model.** Atmospheric Research (En revisiones mayores).

- **Hernández-Ceballos, M.A.**, García-Mozo, H., Adame, J.A., Domínguez-Vilches, E., De la Morena, B.A., Bolívar, J.P., Galán, C. 2011. **Synoptic and meteorological characterization of olive pollen transport in Cordoba province (South-western Spain).** International Journal of Biometeorology. 55: 17-34. DOI: 10.1007/s00484-010-0306-4.

- **Hernández-Ceballos, M.A.**, García-Mozo, H., Adame, J.A., Domínguez-Vilches, E., Bolívar, J.P., De la Morena, B.A., Pérez-Badía, R., Galán, C. 2011. **Determination of potential sources of Quercus airborne pollen in Córdoba city (southern Spain) using back-trajectory analysis.** Aerobiologia. DOI: 10.1007/s10453-011-9195-1.

- **Hernández-Ceballos, M.A.**, Adame, J.A., Bolívar, J.P., De la Morena, B.A. 2011. **Propiedades termodinámicas de las masas de aire en el valle del Guadalquivir mediante el cálculo de retrotrayectorias.** Journal of Mediterranean Meteorology and Climatology (Thetys). Thetys2011_04.

b) Contribuciones a congresos.

- Adame, J., Diesch, J., **Hernández-Ceballos, M.**, Drewnick, F., and Martínez, M. 2011. **Surface meteorology overview for the DOMINO campaign.** European Geosciences Union, General Assembly. Geophysical Research Abstract, Vol. 13, EGU2011-5544-1.

- **Hernández-Ceballos, M.A.**, Adame, J.A., Bolívar, J.P., De la Morena, B.A. 2010. **La modelización meteorológica como herramienta necesaria para los estudios de calidad del aire: caso del valle del Guadalquivir.** 10º Congreso Nacional de Medio Ambiente (CONAMA). Pags 1-21. ISBN 978-84-614-6112-7.

- Adame, J.A., Martinez, M., Sorribas, M., **Hernandez-Ceballos, M.**, De la Morena, B. 2010. **Campaña DOMINO para la determinación de la capacidad oxidativa de la baja atmósfera.** 10º Congreso Nacional de Medio Ambiente (CONAMA). Pags 1-27. ISBN 978-84-614-6112-7.

- **Hernández-Ceballos, M.A.**, García-Mozo, H, Adame, J.A., Domínguez-Vilches, E., De la Morena, B.A., Bolívar, J.P., Galán, C. 2010. **Synoptic and meteorological characterization of olive pollen transport in Cordoba province (South-western Spain).** 9th International Congress on Aerobiology (ICA). Abstracts, pag 26.

- M. Sorribas, J.A. Adame, M. Fernández-León, J.F. López, **M.A. Hernandez-Ceballos**, M. Martínez and B.A. De la Morena. 2010. **Caracterización de las propiedades del aerosol y de los gases atmosféricos en la Estación de El Arenosillo durante la Campaña DOMINO.** IV Reunión Española de Ciencia y Tecnología del Aerosol (RECTA). F1-1-F1-6. ISBN: 978-84-693-4839-0.

- **M.A. Hernández-Ceballos**, J.A. Adame, J.P. Bolívar y B.A. de la Morena. 2010. **Variación espacial de la temperatura y humedad específica en masas de aire a lo largo del valle del Guadalquivir.** II Jornadas de meteorología y climatología del Mediterráneo occidental. Libro de Resúmenes, pags 6-7.

- **Hernández-Ceballos, M. A.** Steeneveld, G. J., Vilá-Guerau de Arellano, J., Schröter, J., Van Heerwaarden, C.C., Adame, J.A., Martinez, M., Sander, R., Jacob, M., Domínguez, D., Lelieveld, J., Holtslag, A.A.M., De la Morena, B.A., Bolívar, J.P. 2009. **Influence of entrainment and countergradient on the ABL diurnal development.** 9th European Conference on Application of Meteorology. EMS Annual Meeting Abstracts, Vol. 6, EMS2009-0.

- **M.A. Hernández-Ceballos**, J.A. Adame, J.P. Bolívar y B.A. de la Morena. 2009. **Clasificación de masas de aire sobre el suroeste de la Península Ibérica**. XXXII Reunión Bienal de la Real Sociedad Española de Física. Simposio de Física de la Atmósfera y Oceanografía. Comunicaciones Científicas, pags 328-329.

- De la Morena, B, Adame, J.A., Contreras, J., Lozano, A., Godoy, F., **Hernández, M.A.**, Bolívar, J.P. 2008. **Concentraciones de ozono superficial en Andalucía: Zonificación**. 9º Congreso Nacional de Medio Ambiente (CONAMA), pags 1-30. ISBN 978-84-613-1481-2.

INDICE

	Pág.
CAPITULO 1: Planteamiento de la Tesis Doctoral.	1
1.1. Antecedentes y objetivos.	3
1.2. Estructura.	4
CAPITULO 2: Consideraciones teóricas.	7
2.1. Introducción.	9
2.2. Descripción general de la atmósfera: composición y estructura.	9
2.3. Capa límite Atmosférica. Estabilidad e inestabilidad atmosférica.	12
2.4. Movimientos atmosféricos, masas de aire, ciclones y anticiclones.	15
2.5. Circulación general de la atmósfera.	20
2.6. Circulaciones de mesoescala.	22
2.6.1. Brisas marinas.	22
2.6.2. Vientos de ladera y de valle.	25
2.7. Modelos meteorológicos.	27
CAPITULO 3: Estudio de diversos aspectos meteorológicos de Andalucía Occidental y Valle del Guadalquivir.	33
3.1. Introducción.	35
3.2. Área de Estudio.	35
3.2.1. Condicionantes geográficos.	37
3.2.2. Condicionantes termodinámicos.	39
3.3. Bases de datos disponibles, control de calidad y selección de emplazamientos.	40
3.4. Dinámica atmosférica superficial: régimen de vientos.	44
3.5. Análisis de series temporales de temperatura y humedad relativa.	56
3.6. Conclusiones.	66
CAPITULO 4: Identificación de escenarios meteorológicos típicos: Estudio de masas de aire y situaciones sinópticas.	69
4.1. Introducción.	71

4.2. Modelo HYSPLIT: Validación de ficheros meteorológicos y obtención de retro-trayectorias.	72
4.2.1. Validación de ficheros meteorológicos FNL-GDAS.	72
4.2.2. Cálculo de retro-trayectorias y técnica cluster.	75
4.2.3. Validación cluster.	78
4.3. Caracterización de masas de aire sobre el suroeste de la Península Ibérica.	80
4.3.1. Definición de regiones de procedencia.	80
4.3.2. El Arenosillo como punto representativo en el estudio de masas de aire en la Península Ibérica.	85
4.3.3. Evolución anual de las masas de aire.	87
4.3.4. Distribución estacional.	92
4.3.5. Comparativa de la incidencia diaria de masas de aire a diferentes alturas.	96
4.3.6. Evolución de los ciclos diarios de temperatura y humedad específica en los diferentes tipos de masas de aire.	100
4.4. Configuraciones sinópticas asociadas a cada tipología de masa de aire.	103
4.5. Conclusiones.	111
CAPITULO 5: Análisis de sensibilidad del modelo meteorológico de mesoescala WRF-ARW.	113
5.1. Introducción.	115
5.2. Modelo de mesoescala: Weather Research and Forecasting (WRF).	115
5.2.1. Descripción general del modelo de mesoescala WRF.	117
5.2.2. Técnicas de anidamientos y parametrizaciones.	125
5.3. Análisis de sensibilidad de los modelos meteorológicos: caso de estudio.	130
5.3.1. Configuración inicial del modelo y definición de dominios para el análisis de sensibilidad.	132
5.3.2. Base de datos y periodo de estudio para el análisis de sensibilidad.	135
5.4. Resultados de los análisis de sensibilidad.	136
5.4.1. Sensibilidad del modelo ante diferentes entradas de datos meteorológicos.	136
5.4.2. Sensibilidad del modelo ante diferentes anidamientos.	145
5.4.3. Sensibilidad del modelo WRF ante diferentes parametrizaciones de la ABL.	150

5.5. Conclusiones. Configuración final del modelo.	167
CAPITULO 6: Modelización y análisis de escenarios meteorológicos sobre Andalucía occidental mediante el modelo WRF-ARW.	169
6.1. Introducción.	171
6.2. Configuración del modelo WRF-ARW y metodología aplicada.	172
6.3. Resultados.	176
6.3.1. Modelización de las condiciones meteorológicas en Andalucía occidental bajo la advección de flujos del oeste.	176
6.3.2. Escenario de mesoscala: Desarrollo de brisa costera en el suroeste de Andalucía.	197
6.4. Conclusiones.	223
CAPITULO 7: Aplicaciones de modelos meteorológicos.	227
7.1. Introducción.	229
7.2. Aplicación del modelo HYSPLIT para la interpretación de las concentraciones de polen.	229
7.2.1. Patrones sinópticos y caracterización meteorológica del transporte de polen de Olea en la provincia de Córdoba (suroeste de la Península Ibérica).	230
7.2.2. Determinación de las posibles fuentes de polen de Quercus en la ciudad de Córdoba (sur de España) mediante análisis de retro-trayectorias.	240
7.3. Aplicación del modelo WRF-ARW para la interpretación de las concentraciones de gases.	247
7.4. Conclusiones.	256
CAPITULO 8: Conclusiones y futuras líneas de investigación.	259
8.1. Introducción.	261
8.2. Conclusiones.	261
8.3. Líneas futuras de investigación.	263
Referencias bibliográficas.	269

CAPÍTULO 1

PLANTEAMIENTO DE LA TESIS DOCTORAL

1.1. Antecedentes y objetivos.

Durante el último trimestre del año 1999 se crea una línea de colaboración orientada a la investigación atmosférica entre el Grupo de Investigación Física de Radiaciones y Medio Ambiente (Grupo FRYMA, código PAIDI, RNM-348) de la Universidad de Huelva (UHU) y la Estación de Sondeos Atmosféricos (ESAt) de “El Arenosillo”, perteneciente al Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA).

Uno de los objetivos iniciales que se plantearon fue caracterizar el comportamiento del ozono superficial en la provincia de Huelva, plasmándose este objetivo en la realización de la Tesis Doctoral titulada *“Caracterización y comportamiento del ozono superficial en la provincia de Huelva”*, cuya defensa tuvo lugar en junio de 2005. Con la realización de esta Tesis se comenzaron a abordar diferentes aspectos meteorológicos de índole local, necesarios en la caracterización de la dinámica del ozono sobre esta zona de estudio. Paralelamente a su realización, en 2004, se firmó un convenio de colaboración entre el INTA y la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía (CMAJA), con el objetivo de analizar la dinámica del ozono superficial, y sus precursores, en el ámbito de todo el territorio andaluz.

A partir de la información suministrada por la CMAJA, relativa a las series de datos de concentración de ozono y de óxidos de nitrógeno (NO_x) registradas en las estaciones que forman la Red de Vigilancia y Control de la Calidad del Aire de Andalucía (RVCCAA), se llevó a cabo una nueva Tesis doctoral, titulada *“Caracterización y comportamiento del ozono y los óxidos de nitrógeno en Andalucía occidental”*. En esta tesis, presentada en octubre de 2009, se amplía espacialmente el área de estudio a las provincias de Cádiz, Córdoba, Huelva y Sevilla, aprovechando la disponibilidad de datos de toda la red para realizar un análisis del comportamiento del ozono y de los NO_x , tratándose algunos de los aspectos meteorológicos más relevantes que influyen en la dinámica de estas sustancias sobre esta zona.

Durante la realización de los mencionados trabajos se planteó la necesidad de complementar los estudios de calidad de aire que se estaban realizando en la zona, con información meteorológica, la cual ayudará a conocer mejor los procesos físico-químicos que se producen en esta región. Sin embargo, al comprender estos estudios el ámbito de Andalucía occidental, la información meteorológica debía abordar aspectos generales de la región, sin centrarse en aspectos locales, de manera que pudiera obtenerse una visión general sobre el conjunto de características meteorológicas más relevantes. En base a esta necesidad, en octubre de 2007, gracias al convenio de

colaboración INTA-UHU, se iniciaron los trabajos destinados a realizar esta Tesis doctoral.

El objetivo principal de esta Tesis Doctoral es llevar a cabo una caracterización meteorológica de Andalucía occidental utilizando, tanto observaciones meteorológicas como herramientas de modelización meteorológica, durante un periodo de ocho años, comprendido entre enero de 2000 y diciembre de 2007. Para lograr este objetivo se han llevado a cabo una serie de trabajos, basados en el empleo de observaciones y modelos meteorológicos, los cuales han sido realizados de manera que progresivamente se adquiriera un mayor conocimiento sobre las características meteorológicas de esta región.

1.2. Estructura.

A continuación se expone la estructura y contenidos de cada uno de los siete capítulos en los que se ha dividido esta memoria de Tesis Doctoral. Cada uno de ellos contiene el desarrollo y resultados de los trabajos que se han realizado.

➤ Capítulo II: El medio atmosférico. Consideraciones generales.

Este capítulo está dedicado a introducir aspectos teóricos fundamentales que ayudarán a la comprensión de los siguientes capítulos. En este sentido se realiza una descripción general de la estructura vertical de la atmósfera, con especial mención a la Capa Límite Atmosférica (ABL). A continuación se presentan los fenómenos atmosféricos más relevantes, tanto a nivel sinóptico como mesoescalar, que determinan la evolución de las condiciones meteorológicas de la Península Ibérica y de Andalucía occidental. Posteriormente se lleva a cabo una introducción sobre las necesidades que han justificado la progresiva implantación de los modelos meteorológicos, y se comentan las características más relevantes de aquellos que han sido aplicados en este trabajo.

➤ Capítulo III: Estudios de diversos aspectos meteorológicos de Andalucía occidental a partir de observaciones.

En este capítulo se presenta una descripción general de la región de estudio y se expone la metodología empleada en la selección de los emplazamientos meteorológicos de referencia en el área de estudio. De esta forma, se dispondrá de una base de datos meteorológicos adecuada para el objetivo de este trabajo, así como, de una óptima cobertura espacial de Andalucía occidental. Finalmente se realiza un análisis de la

variación espacial y temporal de las series de dirección y velocidad del viento, temperatura y humedad relativa sobre la región durante el periodo de estudio, 2000-2007.

➤ Capítulo IV: Identificación de escenarios meteorológicos típicos: Estudio de masas de aire y situaciones sinópticas.

Se inicia este capítulo con la caracterización de las masas de aire que llegan al entorno costero atlántico de Andalucía occidental, utilizándose para ello el periodo de once años comprendido entre 1997 y 2007. Como herramienta de trabajo se han calculado retrotrayectorias utilizando el modelo HYSPLIT (Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory) versión 4.8. Esta caracterización ha permitido identificar y caracterizar los diferentes tipos de masas de aire incidentes en términos de su región de procedencia, frecuencia anual y estacional, comportamiento vertical en la atmósfera y propiedades termodinámicas (temperatura potencial y humedad específica).

Seguidamente se han analizado las configuraciones sinópticas asociadas a cada tipología de masa de aire. Este estudio ha posibilitado conocer cuales son los escenarios meteorológicos más significativos y frecuentes sobre Andalucía occidental.

➤ Capítulo V: Análisis de sensibilidad del modelo meteorológico de mesoescala WRF-ARW.

Este capítulo está dedicado a realizar una descripción del modelo meteorológico empleado en este trabajo, Weather Research and Forecast (WRF), describiéndose las diferentes etapas y requerimientos necesarios para su aplicación. A continuación, se realizan una serie de estudios de sensibilidad del modelo, los cuales permiten establecer el grado de fiabilidad de los resultados simulados y obtener una configuración óptima de trabajo.

➤ Capítulo VI: Modelización y análisis de escenarios meteorológicos sobre Andalucía occidental mediante el modelo WRF-ARW.

Este capítulo presenta los resultados obtenidos al aplicar el modelo meteorológico WRF-ARW, empleando la configuración de trabajo definida en el capítulo 5 de esta memoria, durante una serie de jornadas representativas de cada uno de los escenarios meteorológicos más frecuentes que se registran sobre Andalucía occidental. Estos escenarios son el desarrollo del régimen de brisas sobre el entorno costero y su

evolución espacial a lo largo del valle del Guadalquivir, y la advección de flujos sinópticos del oeste/suroeste.

De esta forma, el objetivo que se plantea en este capítulo es la obtención de información más detallada sobre la variabilidad espacial y temporal de las condiciones meteorológicas sobre el área geográfica de Andalucía occidental bajo cada uno de estos escenarios.

➤ Capítulo VII: Aplicaciones de modelos meteorológicos.

El contenido de este capítulo muestra los resultados obtenidos, al aplicar las herramientas meteorológicas empleadas en esta Tesis doctoral, para la interpretación de la evolución temporal y espacial que registran algunas sustancias presentes en la atmósfera. Los diferentes estudios han sido basados en la aplicación de retro-trayectorias, mediante el modelo HYSPLIT, para el análisis de las concentraciones de dos especies biológicas, como son el polen de olivo y de Quercus, en la provincia de Córdoba, así como el uso del modelo WRF-ARW en la simulación de las condiciones meteorológicas que gobernaron un episodio de contaminación atmosférica en el entorno costero de Andalucía occidental.

➤ Capítulo VIII: Conclusiones y futuras líneas de investigación.

En este capítulo se recogen las principales conclusiones que se han obtenido en esta Tesis doctoral. Finalmente se muestran las líneas futuras de investigación que han quedado abiertas y que podrían abordarse a corto-medio plazo.

➤ Referencias bibliografía.

Se enumeran las referencias bibliográficas utilizadas en la elaboración de cada uno de los capítulos que componen esta memoria de Tesis doctoral.

CAPÍTULO 2

EL MEDIO ATMOSFÉRICO. CONSIDERACIONES GENERALES

2.1. Introducción.

En este capítulo se realiza una breve descripción de los fenómenos atmosféricos más significativos, desarrollados a diferentes escalas, que influyen en la evolución de las condiciones meteorológicas sobre la región de estudio de este trabajo. Con ello se pretende proporcionar información sobre los trabajos meteorológicos que se presentan en esta memoria de Tesis.

Con este propósito, y en una primera sección, se lleva a cabo una descripción general de la atmósfera, para posteriormente, en una segunda sección, comentar los aspectos más relevantes que ésta presenta en su región más superficial, denominada Capa Límite Atmosférica (ABL). En una tercera sección se describirán las diferentes escalas en las que se desarrollan los movimientos atmosféricos, así como se abordará la descripción de las masas de aire y de algunas de las configuraciones isobáricas más importantes, como son los ciclones y anticiclones. A continuación, un cuarto apartado abordará las características más relevantes que presenta la circulación general atmosférica.

Finalmente, la última sección contendrá una introducción sobre la historia y evolución de la modelización meteorológica, indicando los diferentes tipos de modelos que pueden ser empleados en la actualidad en función de las necesidades de trabajo que se planteen.

2.2. Descripción general de la atmósfera: composición y estructura.

La atmósfera es la capa gaseosa que envuelve la Tierra (Barry y Chorley, 1998). Apenas constituye el 1% del radio terrestre, aunque es el componente central del sistema Tierra al ser en el que se desarrollan los fenómenos atmosféricos que determinan las condiciones meteorológicas. Se caracteriza por su baja densidad y fácil movilidad, así como por presentar el 99 % de su masa en los primeros 80-100 km. A partir de esta altura se produce un progresivo descenso en la densidad de sus componentes, hasta prácticamente desaparecer a unos pocos cientos de kilómetros de la superficie. Aproximadamente a unos 500 km de altura, la densidad de componentes atmosféricos es prácticamente nula, considerándose este nivel como el tope vertical de la atmósfera.

Los principales componentes atmosféricos se pueden encontrar en forma de gases o material particulado (sólido o líquido). Respecto a los gases, el nitrógeno (N₂) y el

oxígeno, con un 78.1% y un 20.9% de su volumen son los más abundantes, mientras que el 1 % restante está formado por los gases traza, entre los que se encuentran el argón (0.93%), el anhídrido carbónico (0.033%), el neón, el helio o el ozono. Por el contrario, la presencia de partículas en suspensión en la atmósfera, ya sean de origen natural (volcanes, tormentas de polvo e incendios forestales, entre otros) o antropogénicas (quema de combustibles, emisiones industriales, etc), posee una densidad variable, ya que su permanencia se encuentra condicionada a la combinación de diferentes efectos, como la gravedad (tamaño de la partícula) o las condiciones meteorológicas. Además, la atmósfera terrestre contiene cantidades variables de vapor de agua, principalmente concentradas en los primeros 5 kilómetros, las cuales son inyectadas a la atmósfera gracias a los procesos de evaporación que se producen en las superficies terrestres.

Atendiendo a la distribución de los componentes atmosféricos, se puede dividir la atmósfera en dos regiones, la homosfera y la heterosfera. La homosfera es la región en la que se mantienen constantes las concentraciones de las mayorías de los gases constituyentes debido a fenómenos de mezcla turbulenta y convectiva. Mientras que, la heterosfera es el estrato en el que la composición del aire no es constante, debido a procesos de difusión molecular, disminuyendo la densidad de los elementos presentes de manera progresiva con la altura.

Sin embargo, la forma más habitual de caracterizar la atmósfera es utilizar como criterio la variación vertical que experimenta la temperatura. A partir de esta variación (figura 2.1), se pueden definir un total de cuatro regiones o zonas. La primera y la más próxima a la superficie terrestre se caracteriza por un descenso general de la temperatura con la altura, a una tasa media de unos $6,5\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ (gradiente vertical de temperatura) y se denomina troposfera. Esta zona contiene entre un 75 y un 90 % de la masa total de la atmósfera y un espesor medio en torno a los 11 km, variables en función de la latitud. En esta región atmosférica se desarrollan la mayoría de los fenómenos meteorológicos (nubes, ciclones, anticiclones, tormentas, entre otros).

Cuando a alturas superiores a los 10 km se encuentra una zona isoterma, es decir, un valor térmico constante con la altura, se ha alcanzado la tropopausa. Esta región actúa como separación entre la troposfera y la estratosfera. Por encima de esta región y hasta unos 50 km, se encuentra la estratosfera, caracterizada por ser una región en la que la temperatura aumenta con la altura (inversión térmica). Este incremento se debe a la absorción de la radiación solar ultravioleta por parte de las grandes concentraciones de O_2 y ozono (O_3) que en ella existen. En esta región de la atmósfera, situada aproximadamente a unos 25 km, se localiza el máximo de concentración de ozono,

debido a que a esta altura existe una densidad de O_2 suficiente (decrece exponencialmente con la altura) y de radiación ultravioleta (aumenta con la altitud) para la formación óptima de ozono.

El límite superior de la estratosfera está determinado por la presencia de una región isoterma conocida como estratopausa, en la que la temperatura puede alcanzar los $0^\circ C$. Éste estrato actúa de separación entre la estratosfera y la mesosfera. En la mesosfera se registra un progresivo descenso de la temperatura hasta aproximadamente los 80 km de altura, donde alcanza valores térmicos próximos a $-133^\circ C$. Por este motivo esta región es la más fría de la atmósfera, produciéndose un descenso aproximado de la presión desde 1 mb a 50 km hasta 0,01 mb a 90 km.

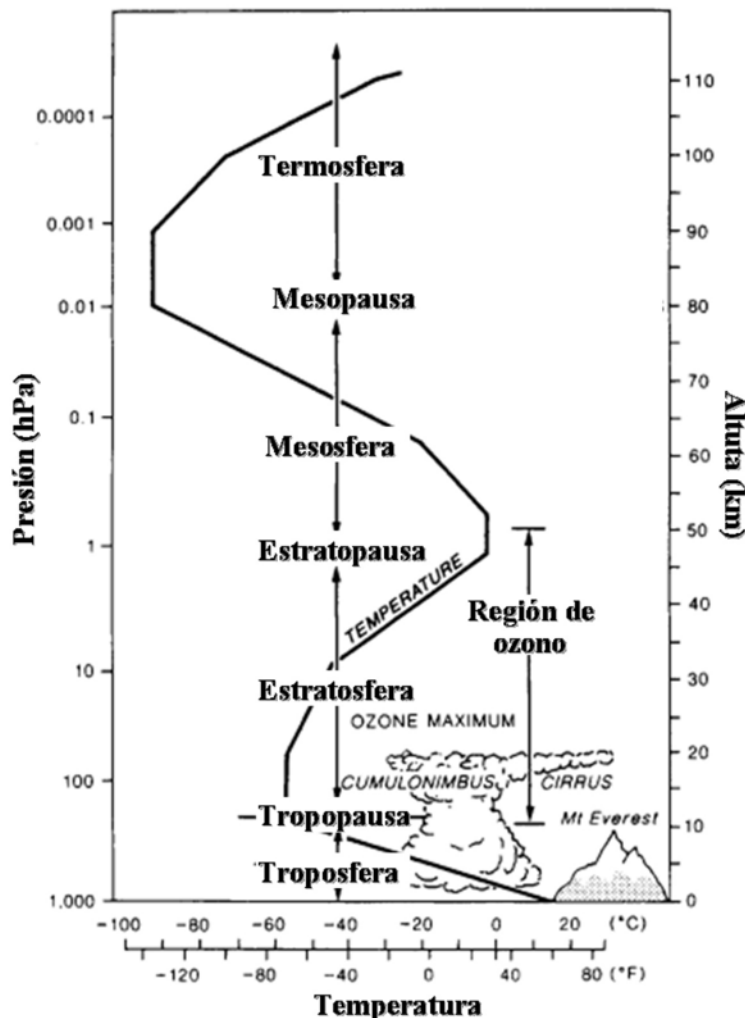


Figura 2.1. Estratificación de la atmósfera a partir de la variación de la temperatura con la altura.

Por encima de los 80 km, la temperatura se incrementa con la altura debido al calentamiento producido por las bandas de absorción de ozono y oxígeno molecular, conociéndose a esta nueva región isoterma como mesopausa. Esta capa actúa de

separación entre la mesosfera y la termosfera, el cuarto estrato definido, caracterizado por registrar un incremento de la temperatura con la altura debido a la absorción de la radiación ultravioleta A en el rango de (0.125-0.205 μm) por parte del oxígeno molecular y atómico, pudiendo alcanzar probablemente temperaturas entre los 800 y los 1200 K. Esta capa se extiende hasta aproximadamente los 500-750 km de altura, a partir de la cual se inicia la exosfera, formada por átomos de oxígeno, hidrógeno y helio, y en la que las leyes de los gases dejan de ser válidas.

2.3. Capa límite Atmosférica. Estabilidad e inestabilidad atmosférica.

Una vez definida la estructura general de la atmósfera, es necesario mencionar que esta Tesis doctoral se desarrolló en las capas más bajas de la troposfera. Aunque, como se ha mencionado en la sección anterior, la troposfera presenta un perfil de temperatura que disminuye con la altura y que puede estructurarse en dos grandes regiones, como son la Capa Límite Atmosférica (ABL) y la troposfera libre (Garratt, 1994).

Por definición, la ABL es “la región de la troposfera que se ve directamente influenciada por la presencia de la superficie terrestre, respondiendo a la influencia que ésta ejerce en una escala de una hora o menos” (Stull, 1988). De esta manera, esta región se encuentra sometida a los movimientos turbulentos del aire asociados a los desequilibrios térmicos o mecánicos, favoreciendo el desarrollo de fenómenos de difusión y transporte de energía y materia. Estos fenómenos tienen lugar hasta una altura que oscila entre unas decenas de metros a uno o dos km. Una vez superada esta altura comienza la denominada troposfera libre, la cual no se encuentra sujeta a dichos fenómenos.

Estos desequilibrios térmicos o mecánicos en el interior de la ABL se encuentran asociados a diversos factores que tienen lugar en la superficie, como el rozamiento superficial, la transferencia de calor o fenómenos de evaporación y transpiración. La intensidad de estos fenómenos, y por tanto su influencia en el desarrollo y evolución de la ABL, se encuentra determinada por elementos tan variados como la topografía, rugosidad de la superficie, naturaleza de la cubierta vegetal e intensidad del viento, entre otros.

La importancia de la ABL radica en que las características que esta presenta son relevantes para analizar la variabilidad temporal y espacial de la dinámica de

contaminantes, ya que determina la dimensión vertical del volumen de aire en el que se encontrarán las emisiones, y por tanto la intensidad de los procesos de transporte, dispersión o confinamiento inducidos por los diferentes fenómenos atmosféricos.

Previamente a comentar la evolución diaria de la ABL es necesario describir los conceptos de estabilidad e inestabilidad atmosférica (Barry y Chorley, 1998), ya que serán claves a la hora de interpretar la evolución de la ABL por su influencia en el desarrollo vertical de los fenómenos turbulentos que la definen.

Se considera que una atmósfera es estable cuando las condiciones atmosféricas no favorecen el desarrollo de corrientes verticales de aire, mientras que en el caso de que estos movimientos tengan lugar libremente, se dice que la atmósfera es inestable.

El que una atmósfera presente estabilidad o inestabilidad vertical se establece a partir de la relación que exista entre la variación de temperatura con la altura (α) que experimenta una porción de aire al ascender verticalmente, y el gradiente adiabático seco (γ). Éste último término se define como la tasa de enfriamiento adiabático de una burbuja de aire seco ($-1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$).

Una atmósfera es estable cuando una porción de aire que ha sido obligada a ascender o descender verticalmente, experimenta una tendencia a volver a su lugar de origen. Este movimiento se produce cuando el enfriamiento/calentamiento que registra esta porción de aire es mayor que el valor del gradiente adiabático seco ($\alpha > \gamma$), es decir, la porción de aire que se está elevando es más fría y densa que la de su alrededor o, en el caso contrario, es más caliente y menos densa que el aire circundante.

Por su parte, una atmósfera se considera inestable cuando la porción de aire que se desplaza hacia arriba o abajo desde su posición inicial, continúa con su movimiento ascendente o descendente. Este movimiento se produce al enfriarse o calentarse esta burbuja de aire más lentamente que el aire que lo rodea ($\alpha < \gamma$). De esta manera, si realiza un movimiento ascendente/descendente encuentra en su recorrido un aire más frío/caliente que ella, y, por tanto, de mayor/menor densidad, permitiendo que continúe su movimiento ascendente (descendente).

El desarrollo de ambos tipos de atmósfera está relacionado con el tipo de curva de evolución de temperatura que presente la atmósfera. Esta variación de temperatura en los estratos más superficiales se encuentra condicionada por la intensidad del aporte de calor que se produce desde la superficie de la tierra, la cual presenta un ciclo diario, con máximo diurno y mínimo nocturno. De esta manera, durante el día es más probable el

desarrollo de una atmósfera inestable debido al calentamiento que experimenta el aire más próximo a la superficie, mientras que durante la noche predomina el desarrollo de una atmósfera estable en las regiones más superficiales.

Este comportamiento que pueden experimentar los estratos más cercanos a la superficie, condiciona la evolución diaria de la ABL. Durante el día, debido al mayor aporte de calor, se favorece el desarrollo de una ABL inestable denominada capa de mezcla convectiva (ML), del inglés “Mixing Layer”; durante la noche, el enfriamiento del suelo limita el desarrollo de fenómenos de turbulencia y, por tanto, de la ABL, predominando una atmósfera principalmente estable denominada capa estable nocturna (SBL), del inglés “Stable Boundary Layer” (Stull, 1988)

Como se observa en la figura 2.2, durante el día se desarrolla la capa de mezcla convectiva, incrementando progresivamente su espesor hasta alcanzar su máximo desarrollo vertical durante la tarde. A partir de la puesta de sol el suelo se enfría de manera paulatina, provocando el cese de las corrientes ascendentes de masas de aire calientes. Este hecho provoca que en los estratos más superficiales de la atmósfera se desarrolle progresivamente la capa estable nocturna (SBL), en lugar de la ML, como resultado de la estabilidad de la capa adyacente al suelo. Esta formación provoca que la región superior a la SBL quede aislada de las capas más superficiales. Esta región mantiene las mismas características térmicas que poseía la ML y se denomina capa residual (RL).

Conforme avanza la noche el mayor enfriamiento del suelo provoca un progresivo aumento del grosor de la SBL y, por consiguiente, una disminución del espesor de la RL. Este comportamiento finaliza con la salida del Sol, ya que el incremento paulatino de aporte de calor provoca el progresivo desarrollo de las corrientes térmicas en capas superficiales y, por tanto, la inestabilidad de las capas adyacentes al suelo. De esta manera se produce la ruptura de la inversión nocturna y se inicia el proceso de formación de la ML. Esta nueva ML se desarrolla inicialmente por debajo de la SBL y de la RL, las cuales tienden a ser absorbidas por la nueva ML conforme avanza la jornada.

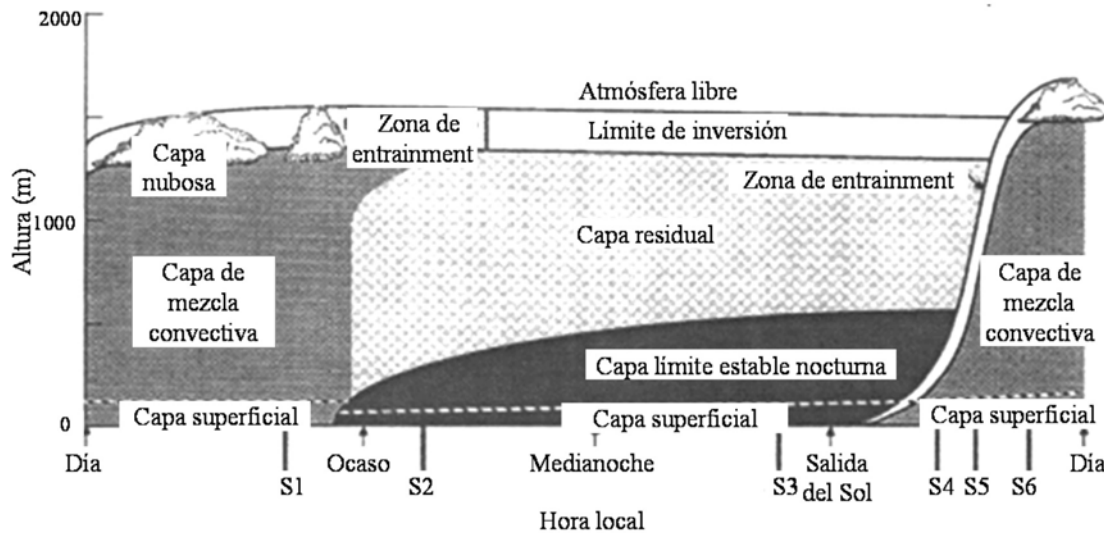


Figura 2.2. Evolución de la Capa Límite Atmosférica (ABL) durante la jornada donde los instantes S1, S2, S3, S4, S5 y S6 se corresponden con los periodos representativos de la evolución del perfil de temperatura potencial (Fuente: Stull, 1988).

Además de estas capas, y tal y como se observa en la figura 2.2, el límite vertical de la capa de mezcla convectiva lo marca la existencia de un estrato en el que se produce una inversión térmica, denominado como zona de “entrainment” (Holtslag y Moeng, 1991) durante el día y como zona de inversión limitadora, durante la noche. Este tope representa la región de transición entre la ABL y la troposfera libre, la cual puede ser identificada en el caso de que se desarrolle nubosidad. La importancia que posee esta región consiste en que es un área de intercambio de calor entre la ABL y las regiones superiores, pudiendo llegar a incrementar el espesor de la ABL en un 10 % al elevarse la intensidad de las células convectivas en el interior de la ABL, por parte de los flujos cálidos procedentes de niveles elevados.

2.4. Movimientos atmosféricos, masas de aire, ciclones y anticiclones.

Movimientos atmosféricos.

Lejos de ser una masa inerte y estática, la atmósfera terrestre se encuentra en continuo movimiento debido al desarrollo continuado de una elevada gama de procesos que de manera natural tienen lugar en ella. A estos procesos se les conoce como fenómenos atmosféricos, y al conjunto de flujos de energía involucrados en su formación, evolución y finalización, se les conoce como dinámica atmosférica (Holton, 2004).

Son fenómenos atmosféricos, el movimiento del aire (viento), la formación y disipación de nubes, las precipitaciones (lluvia, nieve y granizo) y los fenómenos eléctricos (rayos, auroras polares y las tormentas eléctricas). En algunos casos estos fenómenos pueden ser extremadamente destructivos, tales como los tornados y los huracanes.

Como se ha comentado en la sección anterior, el desarrollo de la mayoría de estos fenómenos tiene lugar en la troposfera, pudiendo ser clasificados en función de diferentes factores. Atendiendo a su cobertura espacial, los fenómenos atmosféricos se encuentran agrupados en fenómenos de macroescala, mesoescala y procesos de microescala. Charney (1948) incluye en la macroescala a aquellos movimientos atmosféricos en los que sus aceleraciones propias son despreciables frente a la aceleración de Coriolis, mientras que, bajo movimientos de mesoescala se encuadran aquellos en los que estas aceleraciones no pueden ser despreciadas frente a la fuerza de Coriolis, pero continúan siendo inferiores a la aceleración de la gravedad. Por último, dentro de los procesos de microescala se engloba a aquellos movimientos atmosféricos en los que su aceleración es comparable con la aceleración de la gravedad.

Sin embargo, la clasificación propuesta por Orlanski (1975) es la que se encuentra más ampliamente aceptada en el mundo meteorológico. En ella se dividen los movimientos atmosféricos en cuatro escalas, en función de las dimensiones horizontales de la longitud de onda característica y de la duración media de cada uno de ellos.

Así, se definen los fenómenos de macroescala como aquellos que poseen una cobertura espacial de centenares a miles de kilómetros, y un desarrollo temporal de semanas. La escala sinóptica incluye a los fenómenos atmosféricos cuyas dimensiones espaciales se establecen en un rango de centenares de kilómetros y una duración del orden de días a una semana. Por debajo de la escala sinóptica se define la escala mesoescalar, con un desarrollo espacial del orden de decenas a centenares de kilómetros y presentan una duración de horas a varios días. Por último, la microescala engloba a fenómenos atmosféricos de pequeñas dimensiones y de muy corta duración, generalmente turbulentos y con movimientos verticales y horizontales muy intensos.

Masas de aire.

Este concepto meteorológico fue introducido por los meteorólogos Bergeron y Bjerkness en los años 20 del siglo pasado. Se definen como un gran volumen de aire,

cuyas propiedades físicas (temperatura, humedad y gradiente térmico vertical) presentan una estructura aproximadamente uniforme a lo largo de centenares de kilómetros

Estos volúmenes de aire pueden alcanzar tamaños de centenares o incluso miles de kilómetros cuadrados y un desarrollo vertical de hasta varios kilómetros, estando determinadas sus características físicas principalmente por factores como son: i) la naturaleza de la zona de origen o manantial, ii) la dirección del movimiento y los cambios que tienen lugar al desplazarse a lo largo de grandes distancias y iii) la edad de la masa de aire.

Por sus propiedades térmicas, las masas de aire pueden clasificarse en árticas (A), polares (P) y tropicales (T). Mientras que, considerando la superficie de origen, se denominan continentales (c) o marítimas (m). La combinación de ambos factores da como resultado los seis tipos de masas de aire principales, como son continental ártica (cA), marítima ártica (mA), continental polar (cP), marítima polar (mP), continental tropical (cT) y marítima tropical (mT). A modo de ejemplo, la figura 2.3 muestra los cinco tipos principales de masas de aire que inciden sobre la Península Ibérica (Capel-Molina, 2000a; Font, 2000).

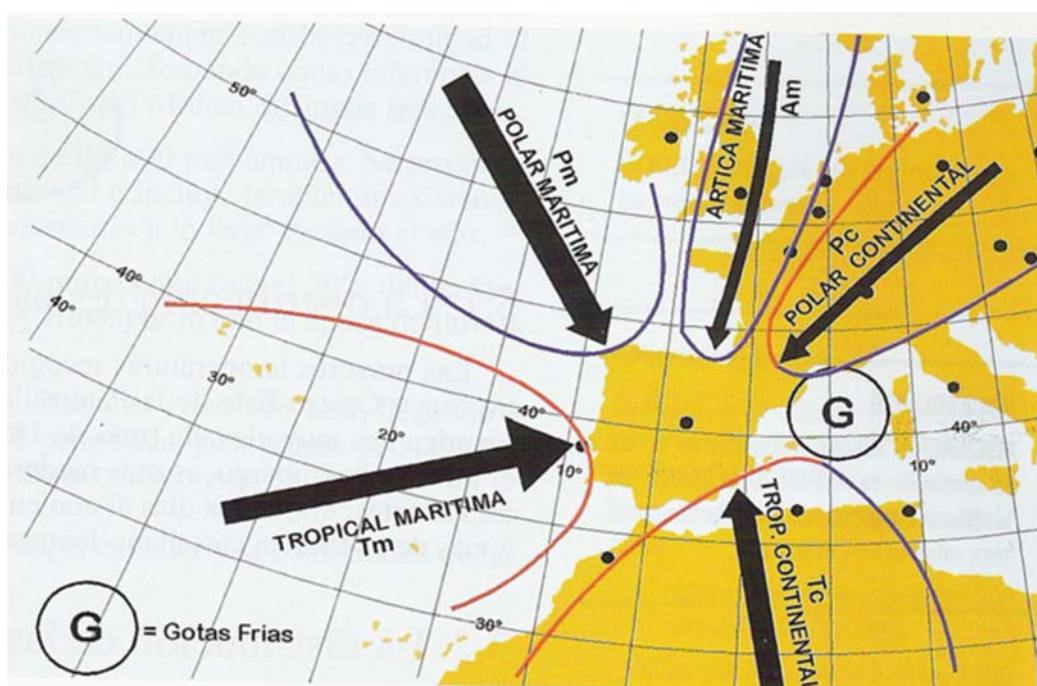


Figura 2.3. Tipos y procedencia de masas de aire más frecuentes sobre la Península Ibérica.

Las regiones fuente de masas de aire son zonas extensas y de superficie uniforme, sobre las que generalmente se encuentran configuraciones b́aricas casi estacionarias. De esta manera se favorece una elevada permanencia de grandes volúmenes de aire sobre estas zonas, permitiendo que éstos puedan adquirir, desde los niveles más superficiales a los

niveles más elevados, las propiedades térmicas y de humedad de estas regiones. Los principales manantiales de aire frío del hemisferio norte son los anticiclones continentales de Siberia y Canadá septentrional, donde se originan las masas de aire continental polar, mientras que las árticas, indistintamente de su origen, están asociadas a la presencia de altas presiones sobre la cuenca Ártica. Por su parte, las células de altas presiones subtropicales son el principal origen de las masas de aire tropicales, dependiendo su región de origen de la localización continental o marítima de estos centros de acción.

No obstante, cuando una masa de aire se aleja de su región de origen puede experimentar modificaciones de sus propiedades originales a lo largo de su recorrido, debido a los intercambios de humedad y calor con las superficies por las que transita. Estas variaciones serán más intensas en el caso de que la masa de aire se haya desplazado durante un tiempo elevado o si su recorrido fuera amplio, mientras que, en el caso de que su movimiento hubiera sido rápido o durante un periodo corto, la modificación en sus propiedades serían limitadas.

Por tanto, la variación en las propiedades de las masas de aire está condicionada al tipo de desplazamiento que éstas experimentan una vez que han abandonado su región fuente. En este sentido, la distribución del campo de presiones tiene una importancia fundamental en su desplazamiento, estableciéndose una relación directa entre la variación que éste presente y el tipo de desplazamiento que experimenta una masa de aire.

Ciclones y anticiclones.

El campo de presiones sobre la superficie terrestre se representa mediante la unión de los puntos de igual presión atmosférica, reducida a nivel del mar. La resultante de esta unión se conoce como líneas isóbaras. Su definición en un mapa meteorológico aporta información sobre la intensidad de desplazamiento del viento y sobre la dirección de éste en una región determinada.

Respecto a la velocidad, una parcela de aire se desplazará con mayor o menor intensidad dependiendo de la separación que exista entre dos isóbaras. A esta diferencia se la conoce como gradiente de presión. De esta manera, la velocidad del viento será mayor en el caso de que exista una escasa separación horizontal entre las isóbaras (elevado gradiente de presión), mientras que la velocidad será menor si esta separación entre isóbaras aumenta (menor gradiente de presión).

Por su parte, el movimiento de una parcela de aire en la atmósfera está motivado por la estructura que adoptan las isóbaras. Existen dos estructuras fundamentales como son el anticiclón y la borrasca. En Martín-Vide, 2005, se define un anticiclón o zona de altas presiones como un área constituida por isóbaras cerradas, aproximadamente elípticas o circulares, cuyo valor aumenta hacia el interior, donde se encuentra el máximo de presión atmosférica. Una borrasca o depresión también está formada por isóbaras cerradas, en las que su valor disminuye hacia el interior, donde se registra el mínimo de presión atmosférica.

El origen del viento está en el movimiento del aire desde las altas a las bajas presiones. En el hemisferio norte, en los núcleos de altas presiones el aire circula en el sentido de las agujas del reloj, denominándose sentido anticiclónico, mientras que en las borrascas presenta un sentido contrario al horario o ciclónico (figura 2.4).

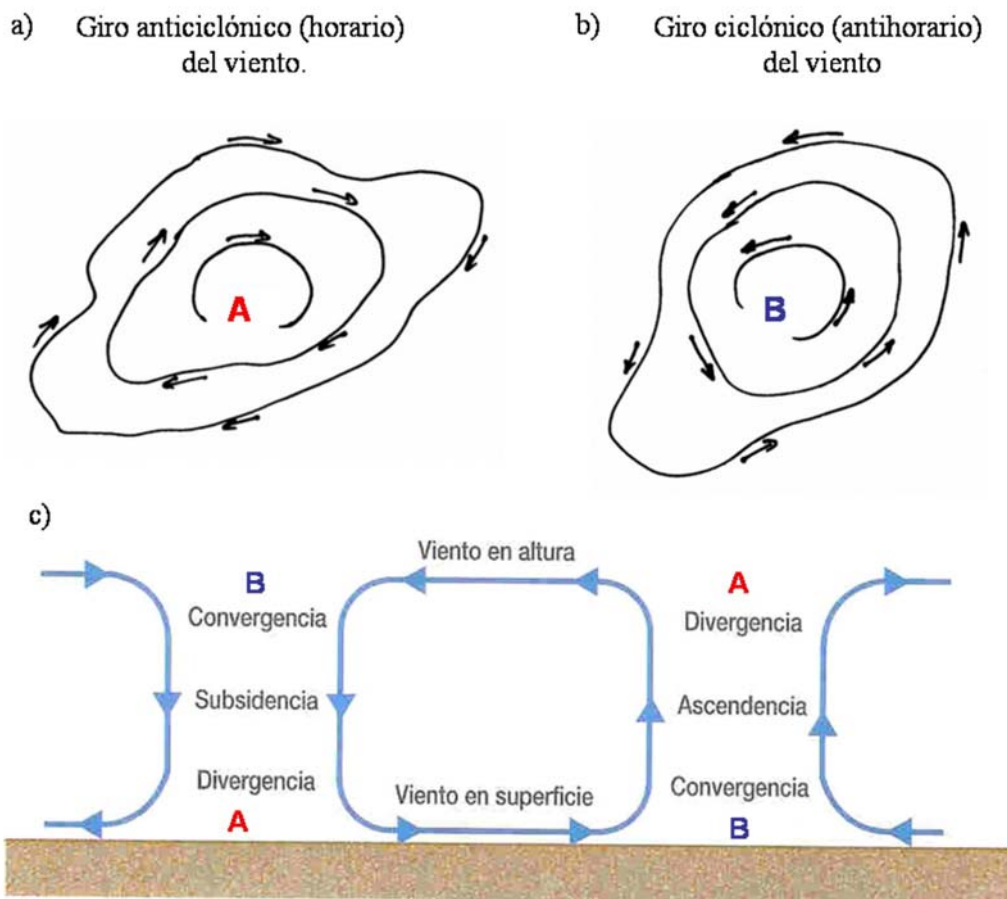


Figura 2.4. Circulación en superficie en a) centros de altas y b) bajas presiones, y c) conexión entre las circulaciones en superficie y altura desarrolladas en los centros de altas y bajas presiones.

Debido al desplazamiento del aire desde los anticiclones hacia las borrascas, a nivel superficial, en las células de altas presiones el aire tiende a “escapar” de ellos (divergencia), mientras que en las borrascas tiende a “unirse” (convergencia). Estos

movimientos en superficie provocan que en la vertical de un anticiclón el aire tienda a descender (subsistencia). Por el contrario, en las borrascas se producen movimientos ascendentes del aire (ascendencia). Dado que el aire no puede subir ni acumularse indefinidamente, las corrientes generadas en el seno de las borrascas divergirán a un determinado nivel, alimentando la subsistencia del anticiclón próximo y, por tanto, convergiendo sobre la vertical de éste. De esta manera, se establece una circulación cerrada entre ambas células (figura 2.4).

2.5. Circulación general de la atmósfera.

Los movimientos globales de masas de aire que tienen lugar en la Tierra, promediados en espacio y tiempo, componen lo que conoce como circulación general de la atmósfera (Palmén y Newton, 1969).

El origen de esta circulación de masas de aire a gran escala responde a dos causas principales: el diferente calentamiento entre latitudes altas y bajas de la superficie terrestre, y el momento cinético de la tierra y su atmósfera, es decir, la tendencia que tiene la atmósfera a moverse junto con la tierra alrededor de un eje de rotación. De esta forma, esta circulación general permite la distribución espacial del calor sobre la superficie de la Tierra, así como, mantener constante el momento cinético del sistema tierra-atmósfera (Schneider y Sobel, 2007). La conservación del momento cinético genera un aumento de la velocidad de desplazamiento con la latitud, siendo el momento cinético más elevado en el ecuador y mínimo en los polos (sobre el eje de rotación).

Esta conservación del calor y momento que permite la circulación general de la atmósfera genera los diferentes cinturones de presión distribuidos en la Tierra, entre los cuales se establece una conexión a partir de la que se definen tres tipos de células de transporte de masas de aire que conectan el ecuador con los polos (figura 2.5).

La célula de latitudes bajas (o de Hadley) tiene su origen en las circulaciones convectivas que se producen en el ecuador por el calentamiento del aire. Este aire se eleva hasta el límite de la tropopausa, donde se expande hacia las latitudes altas. El enfriamiento que supone el ascenso de este aire provoca un descenso dinámico del aire, en una latitud aproximada de unos 30°, tanto en el hemisferio sur como en el norte. Parte de este aire retorna hacia el ecuador, viéndose afectado por la fuerza de Coriolis, convirtiéndose en los vientos alísios (circulación del nordeste). Esta fuerza de Coriolis está asociada al efecto de rotación de la tierra, haciendo, por ejemplo, que cuando una masa de aire se desplaza de norte a sur se desvíe hacia el oeste en el hemisferio norte.

Estos vientos confluyen con los procedentes del hemisferio sur en la región que se conoce como zona de convergencia intertropical (ZCIT), favoreciendo el ascenso dinámico del aire ecuatorial.

La otra parte del aire que desciende en los 30° se desplaza hacia los polos en superficie y es también influida por la fuerza de Coriolis, aunque en este caso el desplazamiento de los vientos hacia la derecha provoca los vientos del suroeste en latitudes medias. Aproximadamente a los 60° N, este aire cálido de componente oeste se encuentra en superficie con el aire frío que desciende de los polos. Este aire, al ser más denso y pesado, penetra por debajo de las masas de aire cálido y le obliga a ascender, derivando este ascenso en la formación de bajas presiones. A esta célula que se establece entre los 30° y 60° se la conoce como célula de Ferrel.

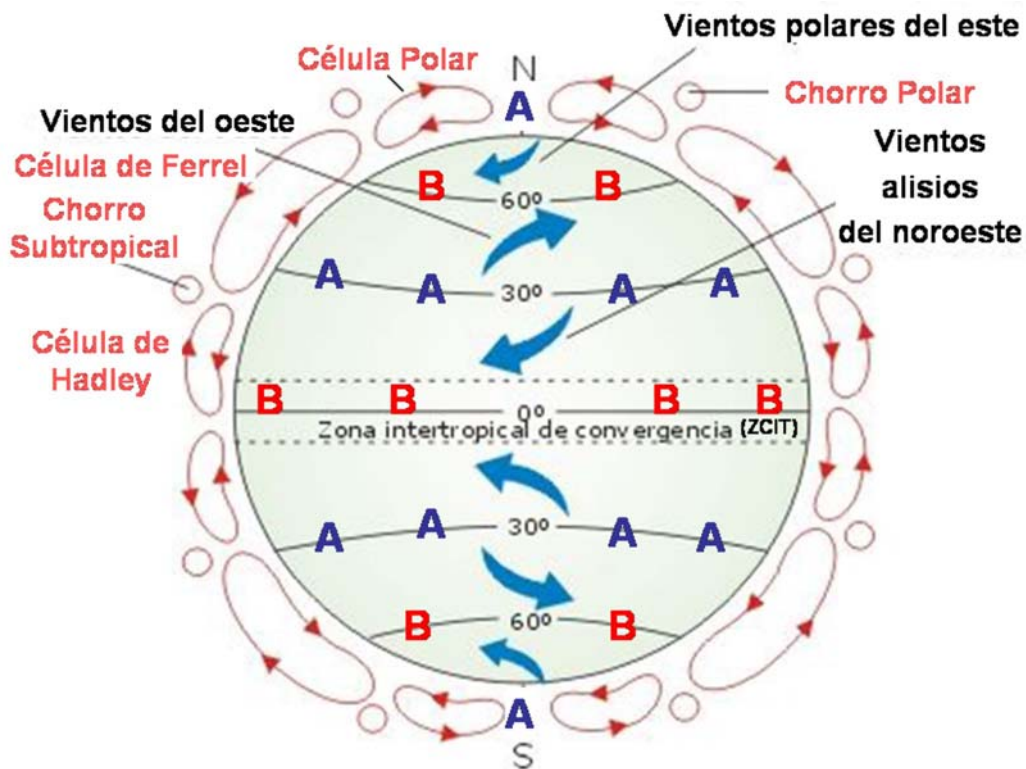


Figura 2.5. Descripción de la circulación general de la atmósfera sobre la Tierra. Donde A: Anticiclón y B: Borrasca.

El ascenso de estas masas de aire llega a los límites de la tropopausa, donde se dividen. Por una parte, los vientos que se desplazan hacia latitudes bajas son los que se encuentran con los que vienen del ecuador en altura y alimentan el descenso dinámico del aire de los anticiclones subtropicales y cierran la circulación de la célula de Ferrel, mientras que, los vientos que se desplazan en altura hacia latitudes altas, descienden a niveles más superficiales en los polos, alimentando dinámicamente el descenso de aire

polar. A la célula que se define entre los polos y los 60 °N se la conoce como célula polar.

Este desplazamiento de masas de aire desde el ecuador hacia los polos puede verse modificado por: i) los procesos termodinámicos en las zonas de transición entre masas de aire calientes y frías, ii) la distribución de las áreas continentales y oceánicas, y iii) los contrastes de temperaturas permanentes o estacionales que existen entre océanos y continentes.

2.6. Circulaciones de mesoescala.

Como se ha comentado en la sección 2.4, bajo la denominación de circulaciones de mesoescala se engloba a los fenómenos atmosféricos que presentan una resolución espacial del orden de unos pocos centenares de kilómetros y una duración menor de una semana. A continuación, se comentan las características que presentan las brisas terrestres y marinas, así como, los vientos de valle y de ladera.

2.6.1. Brisas marinas.

Las brisas marinas (Simpson, 1994), son producidas por el desigual calentamiento que el ciclo diurno solar genera sobre las superficies terrestres y marinas, debido a las diferentes capacidades caloríficas que presentan ambas superficies. El desarrollo de este fenómeno se encuadra dentro de la escala mesoescalar, teniendo una duración de días y un desarrollo espacial de unos pocos a varios centenares de kilómetros.

La figura 2.6 muestra el proceso de evolución de la brisa marina y de tierra a lo largo del día. La brisa marina suele iniciarse entre media mañana y mediodía, a partir de la diferencia térmica que se produce entre la superficie terrestre y el mar adyacente, como consecuencia del calentamiento provocado por el Sol. De esta manera, cuando la diferencia térmica entre la tierra y el mar es entre 3 y 6 °C, el aire cálido de tierra comienza a elevarse y se produce una disminución de la presión sobre la tierra. Esta disminución favorece el inicio de la llegada de aire marítimo sobre la superficie de la tierra (figura 2.6a).

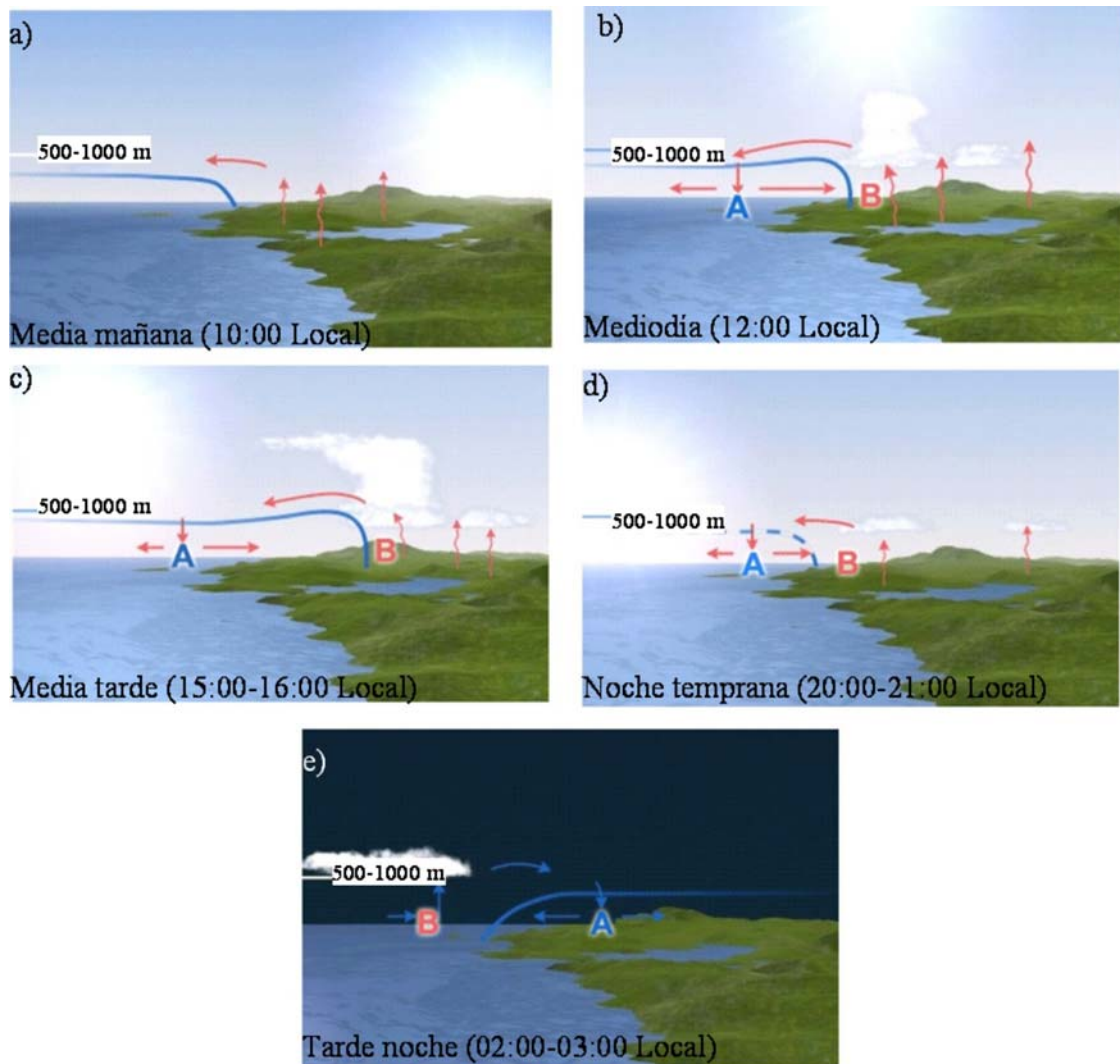


Figura 2.6. Evolución de la brisa marina y terrestre a) media mañana, b) mediodía, c) media tarde avanzada, d) a primera hora de la noche y e) durante la noche.

La llegada de esta masa de aire marítima más fría desplaza al aire caliente que tiene delante, provocando el ascenso de éste, lo que en algunos casos puede generar el desarrollo de nubes de desarrollo vertical. De esta manera, se crea el frente de brisa, que es la zona de transición entre la masa de aire marítima fría y la continental cálida. Durante las primeras horas la velocidad de desplazamiento de la brisa marina presenta una escasa intensidad y una dirección casi perpendicular a la línea de costa. Sin embargo, conforme avanza la jornada, la intensidad de ésta aumenta debido al mayor calentamiento que se registra sobre la superficie y, por tanto a la mayor diferencia de presión que se establece entre el mar y tierra, así como tierra adentro entre las regiones costeras y las del interior.

El frente de brisa alcanza su máxima penetración tierra adentro y velocidad de desplazamiento (Simpson et al., 1977), normalmente después del mediodía, cuando se ha registrado el máximo nivel de calentamiento. Una vez alcanzado su máximo

desarrollo va perdiendo poco a poco intensidad conforme avanza la tarde, para desaparecer, normalmente, algunas horas después de la puesta del Sol. Por ejemplo, en la estación de El Arenosillo, en el suroeste de la Península Ibérica, el régimen de brisa dura hasta después de media noche.

Una vez finalizado se produce un periodo de transición previo a la circulación de brisa de tierra. Este periodo está caracterizado por un progresivo giro anticiclónico del viento, para de esta manera cambiar su sentido de desplazamiento, así como, por una escasa intensidad de los mismos motivada por el continuado enfriamiento de la superficie.

Conforme avanza la noche se produce el progresivo desarrollo de la brisa de tierra. Esta circulación tiene su origen en la mayor velocidad de enfriamiento que experimenta la Tierra respecto al océano, provocando el desarrollo de condiciones meteorológicas inversas a las asociadas a la brisa marina y, por tanto, favorables al desplazamiento progresivo de masas de aire más frías sobre la superficie del mar. La brisa de tierra tiene menor desarrollo espacial que la marina debido a que no se experimenta un gradiente térmico tan elevado como en el caso diurno.

Este tipo de circulaciones no presentan únicamente un desarrollo sobre la superficie sino que se trata de células cerradas (Millán et al., 1996). Los flujos superficiales, tanto de mar-tierra, como de tierra-mar, se ven compensados por flujos de retorno en altura, los cuales circulan en dirección opuesta a los vientos de superficie.

En las brisas mar-tierra, al tener un origen puramente térmico, su intensidad y frecuencia dependerán del grado de calentamiento de la superficie terrestre. Además, aunque son fenómenos que se pueden desarrollar en cualquier época del año, son más frecuentes e intensos (mayor desarrollo espacial) en los meses de primavera y verano. No obstante existe un amplio conjunto de factores que afectan a su desarrollo. Entre otros pueden considerarse como los más relevantes: i) el predominio de cielos despejados o débil nubosidad, ii) el desarrollo de condiciones de inestabilidad térmica vertical, facilitando el ascenso del aire caliente, iii) ausencia de vientos sinópticos, aunque en algunos casos puede resultar favorable en la formación de la brisa marina, iv) características orográficas del entorno costero y v) el predominio de un terreno con alto coeficiente de absorción de calor, que potencie el gradiente térmico que se establece entre la tierra y el mar.

2.6.2. Vientos de ladera y de valle.

Los vientos de ladera son movimientos atmosféricos que se desarrollan en las pendientes de las montañas, teniendo su origen en la diferencia de temperatura que se establece entre éstas y el aire circundante (Barry, 1992). En este sentido, se tienen vientos de ladera descendentes (catabáticos) (figura 2.7a) o ascendentes (anabáticos) (figura 2.7b), componiendo ambas circulaciones un patrón local y diurno de circulación del viento en las zonas de montaña.

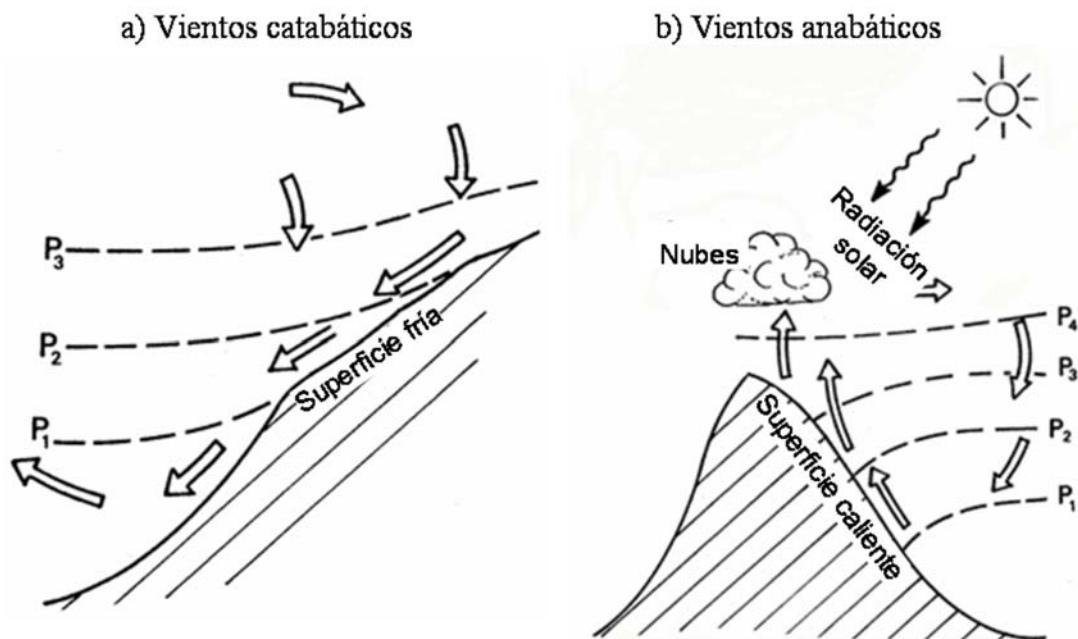


Figura 2.7. Formación de la circulación de ladera, a) descendentes o catabáticos, y b) ascendentes o anabáticos.

Al igual que ocurría en las brisas costeras, esta circulación de origen térmico está afectada por el contraste existente, durante el calentamiento diurno y el enfriamiento nocturno, entre la temperatura del aire que se encuentra más próximo a la ladera y el que lo rodea. Esta diferencia está afectada por una serie de condicionantes tales como el nivel de nubosidad que presente el cielo, la sequedad del suelo, la orientación de la pendiente de la montaña con respecto al Sol o la dirección del flujo sinóptico predominante.

En el caso de que estas laderas limiten un valle, se produce una combinación entre este tipo de flujos y los vientos que se registran a lo largo del valle en el transcurso del día (Barry and Chorley, 1998) (figura 2.8). Durante el periodo diurno, y en los días cálidos y soleados, el aire en el interior del valle se calienta más que el que se encuentra en las tierras bajas del mismo, y tiende a expandirse. Este diferente calentamiento produce un

gradiente de densidad y presión a lo largo del valle, favoreciendo que el aire situado en las tierras bajas se desplace hacia el interior del mismo.

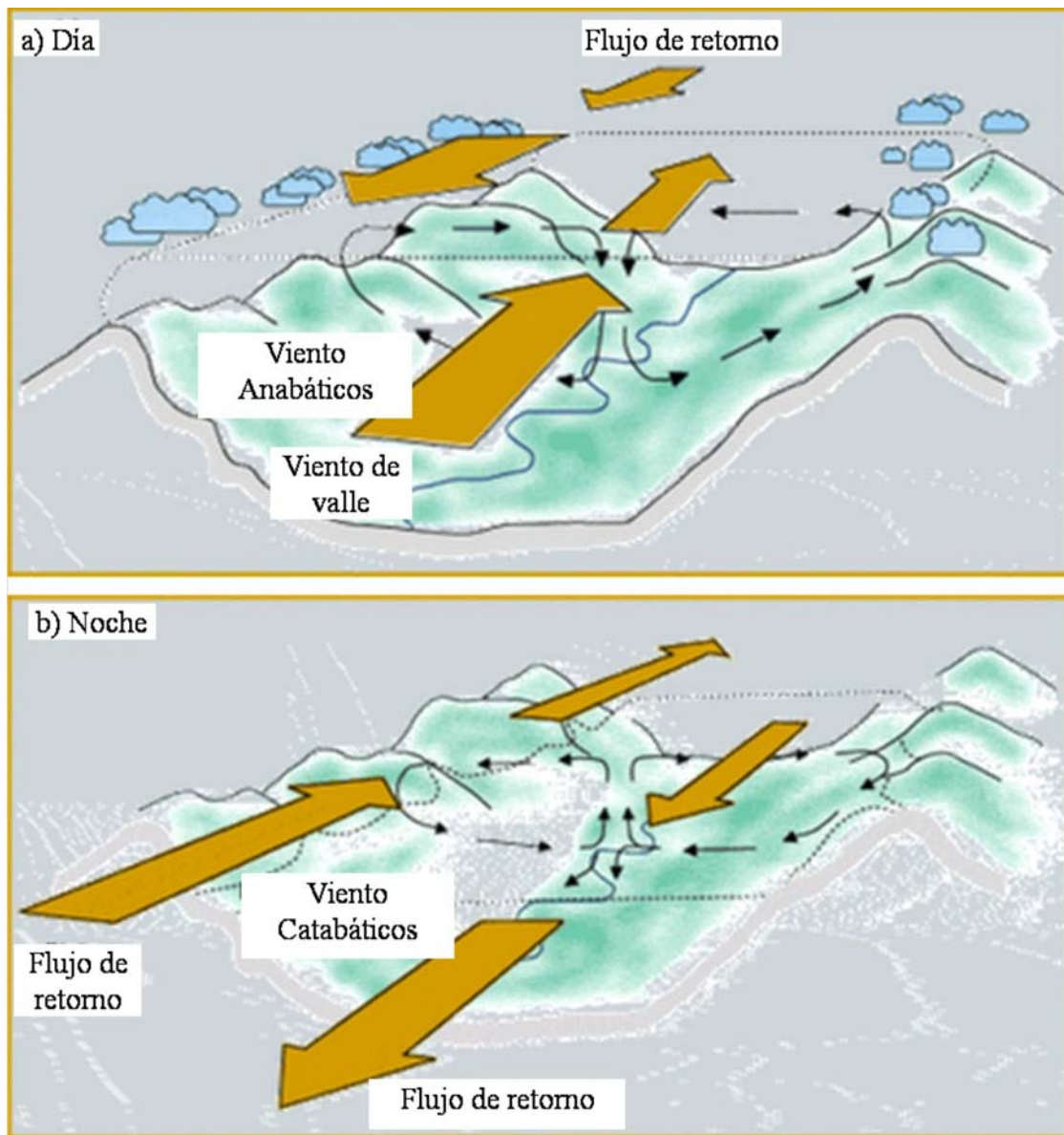


Figura 2.8. Combinación de vientos de ladera y valle durante a) día y b) noche

Paralelamente se desarrolla una corriente de retorno superior a lo largo de la línea de valle, la cual es alimentada por el establecimiento de los vientos anabáticos en las laderas colindantes al valle. El desarrollo de estos vientos ascendentes en las laderas, como consecuencia del calentamiento diurno, son prácticamente simultáneos a los del valle. Los vientos de ladera y de valle ascendentes alcanzan su mayor intensidad entre mediodía y la tarde, favorecidos por el continuado calentamiento diario, tanto de la ladera como del valle.

A finales de la tarde, provocado por el progresivo cese de la radiación solar, se produce el enfriamiento del aire, tanto en las regiones interiores al valle, como en las zonas más elevadas de las laderas. Este hecho deriva en el desarrollo de los flujos inversos a los diurnos. Se establece un gradiente de densidades y presión inverso a lo largo del valle favoreciendo que los vientos en superficie fluyan del interior hacia zonas bajas. Este tipo de dinámica es alimentada por el descenso de aire más frío y denso a lo largo de las laderas hacia el eje del valle.

La máxima intensidad de ambos tipos de circulaciones se produce justo antes de la salida del sol, coincidiendo con el momento del máximo enfriamiento nocturno. Al igual que ocurría durante el proceso diurno, esta circulación nocturna es compensada en capas altas por una corriente de retorno superior, que en este caso fluye hacia la parte superior del valle. A lo largo de la noche, asociado al continuado enfriamiento del valle, se genera una capa de inversión térmica en el valle, generándose un desacople entre la circulación superficial de la que se produce en niveles altos, y fomentando la formación de nieblas en el valle, especialmente si contiene fuentes locales de humedad, tales como ríos, arroyos o lagos.

2.7. Modelos meteorológicos.

Un modelo meteorológico permite mejorar el conocimiento de los procesos que se producen en la atmósfera mediante la resolución del conjunto de leyes físicas que la definen. Bajo este contexto, el uso de modelos meteorológicos posibilita estudiar las características meteorológicas de un área determinada con una elevada resolución espacial, ya que son capaces de proporcionar información más detallada que la ofrecida por las redes meteorológicas sobre la formación y desarrollo de los diferentes fenómenos atmosféricos.

La aplicación de los modelos meteorológicos también salva la limitación temporal en la realización de pronósticos meteorológicos. Históricamente, el tratamiento y análisis manual de la información meteorológica recopilada en superficie por las redes meteorológicas, únicamente permitía la extrapolación de esta información a mapas de previsión menor de 24 horas. Por tanto, debido a la necesidad de disponer de un mayor grado de detalle en el estudio de las condiciones meteorológicas, y para ampliar el periodo temporal de predicción meteorológica comienzan a desarrollarse los modelos meteorológicos de predicción (WPS, Weather Prediction System) (Kalnay, 2002).

Fue en 1911 cuando el matemático británico Lewis Fry Richardson propuso realizar la predicción del tiempo en base a la utilización de métodos numéricos. Sin embargo, sus primeras tentativas fracasaron en la práctica debido, fundamentalmente, a las limitaciones de computación existentes en la época. Por esta incapacidad de las máquinas para realizar una resolución rápida de las operaciones, no fue hasta los años 50 cuando un equipo compuesto por los meteorólogos estadounidenses Jule Charney, Philip Thompson y Larry Gates, por el noruego Ragnar Fjörtoft y por el matemático aplicado John von Neumann, consiguieron los primeros resultados de predicción numérica. Para ello emplearon una forma simplificada de la dinámica atmosférica basada en la ecuación de vorticidad barotrópica, lo que permitió su resolución utilizando los equipos informáticos de la época, ya que esta simplificación reducía en gran medida la demanda de tiempo y recursos del ordenador empleado.

Por este motivo la evolución de los modelos meteorológicos ha estado ligada al incremento progresivo de los recursos de computación. No fue hasta el año 1955 cuando la predicción meteorológica mediante modelos numéricos comenzó a funcionar de manera regular, gracias a un proyecto conjunto de la Fuerza Aérea y la Oficina Meteorológica de los Estados Unidos. A partir de ese momento el progresivo incremento de la capacidad de cálculo y la inclusión de continuas mejoras en los diferentes modelos meteorológicos ha permitido el constante incremento de la fiabilidad en la predicción del tiempo, al poder emplearse ecuaciones más complejas para la dinámica y termodinámica atmosférica y poder trabajar con una mayor resolución espacial (Mozdzyński, 2007).

En 1977, el supercomputador CRAY empleado por el “European Center of Meteorological Weather Forecast” (ECMWF) supuso un claro avance, aunque fue rápidamente superado por los procesadores masivamente paralelos basados en el acoplamiento de ordenadores. Actualmente, en España, existe la Red Española de Supercomputación, creada por el Ministerio de Educación y Ciencia, compuesta por un conjunto de ocho supercomputadores, como el “MareNostrum en el Barcelona Supercomputer Center” (Barcelona), Magerit en el CeSVIMA (Universidad Politécnica de Madrid), el Altamira en el IFCA (Universidad de Cantabria) o el Tirant en la Universidad de Valencia, entre otros, con el objetivo de satisfacer las necesidades de computación para el avance científico.

Este continuo incremento en la potencia y capacidad de cálculo de los modelos meteorológicos, sin embargo, no altera sus fundamentos básicos, ya que para realizar cualquier tipo de predicción necesitan siempre partir del conocimiento de las condiciones de la atmósfera (temperatura, humedad relativa, presión, velocidad y

dirección del viento...) en diferentes puntos para un instante de tiempo. Por lo tanto, una simulación necesita disponer de unas condiciones iniciales de referencia sobre las características de la atmósfera, a partir de las cuales puedan resolver numéricamente las diferentes ecuaciones matemáticas implementadas en el modelo. Así mismo, también es necesario disponer de la información geográfica, ya que ambos factores determinan las condiciones meteorológicas.

No obstante, la no linealidad de las ecuaciones atmosféricas hace que las soluciones que proporcionan estos modelos sean aproximadas, es decir, la aplicación de modelos no supone obtener una solución única y exacta, sino una aproximación a ésta, que puede ser considerada válida posteriormente a su comparación con los valores observados en la realidad. De esta manera las soluciones aportadas por un modelo meteorológico estarán condicionadas tanto por la aproximación empleada como por la metodología de cálculo implementada en la resolución de las ecuaciones. Para interpretar y comparar las soluciones proporcionadas por uno o varios modelos, es necesario conocer previamente las diferentes opciones de cálculo y aproximaciones empleadas para la predicción de la evolución de las diversas variables meteorológicas.

Los modelos más recientes han incorporado un tratamiento más completo de procesos físicos, que anteriormente habían sido ignorados, ante la necesidad de contemplar y analizar las complejas interacciones que se producen en la atmósfera. Este análisis más profundo se realiza a partir de la definición de nuevas parametrizaciones, las cuales representan, mediante el uso de relaciones empíricas y estadísticas, ciertos procesos físicos complejos, que generalmente se desarrollan a pequeña escala, y que no son posibles de resolver de manera explícita.

Esta continua mejora ha hecho posible que se registren avances importantes, tanto en la predicción meteorológica, como en el estudio de los fenómenos atmosféricos. Sin embargo, es necesario considerar que no todos los modelos son útiles a la hora de trabajar en cualquier tipo de escala espacial, lo que ha promovido el diseño de diferentes tipos de modelos que cubren el espectro de resolución espacial y temporal en el que se desarrollan los fenómenos atmosféricos.

Se encuentran los denominados modelos de circulación general (MCG), los cuales son válidos para trabajar con una baja resolución espacial, de hasta 200 km, y analizar fenómenos atmosféricos con una cobertura temporal del orden de años. Estos son modelos que, empleando un dominio que engloba a la tierra, están dedicados al estudio de los procesos relacionados con la circulación general de la atmósfera y, por tanto, a los fenómenos de macro-escala. Como ejemplo se puede mencionar al modelo UKMO

de la Agencia Británica de Meteorología (Met Office), del ECMWF del centro Europeo para la Predicción Meteorológica o el GFS (Global Forecast System) de la NOAA (Administración Nacional Oceánica y Atmosférica de Estados Unidos).

Frente a este tipo de modelos, existen otros en los que su dominio de acción se establece en el orden de metros y con una resolución temporal desde minutos a pocas horas, válidos para el estudio de fenómenos de micro-escala. Como ejemplo de aplicación de este tipo de modelos, en la actualidad se están desarrollando modelos especializados en la predicción y análisis de los recursos eólicos de una zona, como el modelo WASP elaborado por el Laboratorio Nacional Riso de Dinamarca o el Sitewind desarrollado por la empresa Meteosim.

Entre ambas categorías de modelos se sitúan aquellos destinados al estudio de los procesos de mesoescala, también llamados Modelos de Área Limitada (LAM), los cuales se desarrollan principalmente en un rango que oscila de la decena a unos pocos centenares de kilómetros y una cobertura temporal del orden de días. Dentro de este tipo de modelos, en la actualidad destacan por el uso en la comunidad científica el “Mesoscale Modeling v5” (MM5), así como, el modelo “Weather Research and Forecast” (WRF). En este trabajo, debido a los objetivos que se han planteado en el anterior capítulo, se ha empleado el modelo meteorológico de mesoescala WRF como herramienta en el análisis de las condiciones meteorológicas sobre Andalucía occidental. En el capítulo 5 de esta memoria se amplía la información referente a este tipo de modelos.

Además de estos modelos matemáticos dedicados al análisis de las condiciones meteorológicas, en la actualidad existe un amplio conjunto de modelos desarrollados con el objetivo de investigar las relaciones y el comportamiento de los gases y material particulado presente en la atmósfera. Este tipo de modelos se pueden dividir en dos grupos. Aquellos que incorporan las ecuaciones químicas representativas de las reacciones que se desean analizar, de tal forma que permiten estudiar como reaccionan los compuestos químicos presentes en la atmósfera, se conocen como modelos químicos. Los modelos que se basan en la representación mediante ecuaciones matemáticas de los procesos físicos y químicos y que afectan a las concentraciones de las especies químicas en la atmósfera, se conocen como modelos de transporte químico.

Estos modelos de transporte químico deben considerar las emisiones de contaminantes primarios a la atmósfera, los rasgos meteorológicos y topográficos de la región de análisis, y la química atmosférica incluyendo, tanto la cinética, como los mecanismos de reacción, que derivan de la transformación de contaminantes primarios en secundarios.

Esta necesidad de información meteorológica hace que este tipo de modelos se encuentren frecuentemente acoplados a los modelos meteorológicos, permitiendo que las salidas que generan éstos puedan servir como información de entrada para los modelos de transporte químico. Con ello se logra disponer de información meteorológica con elevado nivel de detalle sobre la región analizada.

Por último, para poder describir el comportamiento de las especies químicas contaminantes en la atmósfera, los modelos de transporte químico presentan dos enfoques básicos y diferentes, dependiendo de las peculiaridades y características de cada situación el empleo de uno u otro. En el primero de ellos, la aproximación Euliana, el comportamiento de las especies se describe respecto a un sistema de coordenadas fijo, mientras que en la aproximación Lagrangiana los cambios de concentración se describen respecto al movimiento del fluido y, por tanto, emplean dos sistemas de referencia, uno fijo en el foco emisor para describir el movimiento general de los contaminantes (advección) y otro móvil para la descripción de la difusión turbulenta.

Mientras que los primeros son empleados principalmente para abordar la química atmosférica que surge de la interacción entre contaminantes múltiples y diferentes fuentes, siendo ejemplo de este tipo los modelos “CHIMERE chemistry-transport”, el “Comprehensive Air quality model” (CAMx) o el “Community Multiscale Air Quality Modeling System” (CMAQ), los lagrangianos se emplean en el tratamiento de emisiones de fuentes individuales puntuales, ya que permiten seguir el desplazamiento y trayectoria de dichas emisiones. Ejemplo de modelo híbrido lagrangiano y euleriano es el modelo Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model (HYSPLIT) empleado en el capítulo 4 de este trabajo, como herramienta para determinar el recorrido previo de masas de aire.

CAPÍTULO 3

ESTUDIO DE DIVERSOS ASPECTOS METEOROLÓGICOS DE ANDALUCÍA OCCIDENTAL A PARTIR DE OBSERVACIONES

3.1. Introducción.

Este capítulo tiene como objetivo central realizar una caracterización meteorológica de la región de estudio considerada en este trabajo, Andalucía occidental y valle del Guadalquivir, a partir del tratamiento de los datos experimentales aportados por las redes meteorológicas de diferentes instituciones. Con este propósito se han analizado las bases de datos meteorológicas de dirección y velocidad del viento, temperatura y humedad relativa de un conjunto de estaciones meteorológicas de referencia durante un periodo de ocho años, que abarca desde el 2000 hasta 2007.

Son varios los motivos que justifican la realización de un estudio meteorológico en esta región. La necesidad de complementar los estudios de calidad del aire que desde hace algunos años se vienen desarrollando en esta zona, ya sean por ozono superficial (Adame et al., 2008; 2010), material particulado (Rodríguez et al., 2001; Querol et al., 2002; Toledano et al., 2007a; 2007b) o por diferentes tipos de pólenes (Galán et al., 2004, García-Mozo et al., 2008), ha favorecido un mayor conocimiento de la intensidad, duración y desarrollo espacial de estas sustancias en la atmósfera. Además, esta descripción meteorológica a partir de observaciones pretende servir en futuros capítulos como herramienta de referencia y de validación de los resultados obtenidos en la aplicación de diferentes modelos meteorológicos sobre el área de estudio.

Este capítulo se inicia con la descripción de las características orográficas y termodinámicas que condicionan la diversidad climática del área de estudio. Seguidamente se comentan y describen, tanto las particularidades de las bases de datos meteorológicos disponibles, como la metodología empleada en la selección de los emplazamientos de referencia. Una vez tratadas y analizadas las series de datos, en un segundo bloque se expone el análisis realizado, dirigido a conocer la variación espacial y evolución temporal que experimentan, tanto el campo de viento, como el resto de variables meteorológicas consideradas, temperatura y humedad relativa.

3.2. Área de estudio.

La región de interés seleccionada en este trabajo ha sido la zona occidental de Andalucía, en la cual se ha incluido tanto la totalidad del valle del Guadalquivir como las regiones montañosas del norte y del sur que lo delimitan. Para demarcar físicamente este área se ha tomado la extensión completa de las provincias de Huelva, Cádiz, Sevilla, Córdoba y Jaén (figura 3.1).

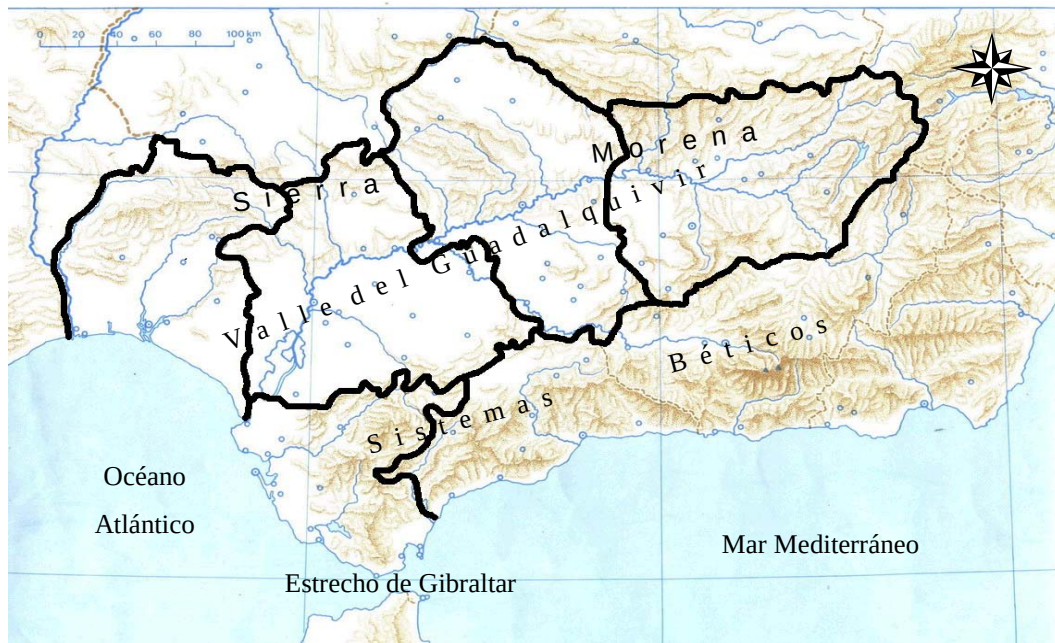


Figura 3.1. Área de estudio, delimitación de provincias y principales elementos orográficos.

Andalucía se caracteriza por el elevado número de horas de sol al año, superando las 2800, con un promedio anual 7.4 a 8.2 h/día, registrando valores de temperatura y de humedad relativa media anual comprendidos entre los 12 °C y 14 °C, y entre 64% y 67% respectivamente, con una evolución anual temporal y una variabilidad espacial bien marcada. Los valores de precipitación media oscilan entre los 400 y los 800 mm, estableciéndose entre el 15% y 25% el porcentaje de días de precipitación al año. (Castillo Requena, 1989).

No obstante, para interpretar y conocer las características climáticas que presenta una región no basta con llevar a cabo un análisis estadístico de las variables meteorológicas, sino que se necesita conocer el conjunto de los factores geográficos y termodinámicos que lo condicionan y diversifican. Los primeros se encuentran impuestos por su localización en el planeta y por sus propias características orográficas, mientras que los segundos están ligados a la influencia de la circulación atmosférica general (De Terán et al., 1978).

Pese a ser catalogada como una región propia de clima mediterráneo, Andalucía occidental presenta una serie de rasgos climáticos diversos. Por este motivo, a continuación se indica el conjunto de factores geográficos y termodinámicos que motivan la diversidad climática sobre la región de estudio, abordando, de esta forma, una serie de aspectos fundamentales que condicionarán la futura caracterización meteorológica de la región.

3.2.1. Condicionantes geográficos.

Dentro de la estructura orográfica de la Península Ibérica, caracterizada por una forma maciza escasamente recortada, una altitud media elevada (600 m) y una disposición periférica de los relieves más destacados, Andalucía se muestra como claro ejemplo de la variabilidad morfológica existente. Su configuración orográfica (figura 3.1) destaca por dos características principales: i) su distribución en forma de Z inclinada y abierta hacia el océano Atlántico, y ii) por la presencia de una de las mayores depresiones que recorren la Península Ibérica, el valle del Guadalquivir.

Esta combinación orográfica permite que Andalucía destaque por un elevado contraste de altitudes, situándose su altura media en torno a los 500 m. Además, esta configuración del relieve, con orientación predominante del suroeste-nordeste, provoca una mayor influencia del océano Atlántico sobre las condiciones meteorológicas del territorio andaluz, debido a su apertura directa al mismo y a la presencia del valle del Guadalquivir.

Como puede observarse en la figura 3.1, cuatro son las estructuras morfológicas principales, de norte a sur, localizadas en Andalucía occidental: Sierra Morena, el valle del Guadalquivir, la cordillera Bética y el estrecho de Gibraltar.

Al norte de la región de estudio, actuando como barrera natural entre Andalucía y el resto de la Península Ibérica, se encuentra Sierra Morena. Este sistema montañoso de, aproximadamente 400 km de longitud, recorre el norte de las provincias de Huelva, Sevilla, Córdoba y Jaén con orientación predominante en el eje SW-NE. Uno de sus principales rasgos morfológicos es su aspecto disimétrico, provocado a localización entre dos puntos de altitud diferentes, como son la meseta sur, a unos 650 m y la depresión Bética con una media de 200 m de altitud sobre el nivel del mar. Atendiendo a su geomorfología, pueden establecerse cuatro áreas en Sierra Morena como son el sector onubense, sector sevillano, sector cordobés y sector jienense, destacando en su conjunto por predominar las formas acolinadas entre los 200 m y los 600 m.

Al sur de Sierra Morena se encuentra la depresión Bética, actuando como abertura natural de Andalucía occidental hacia el océano Atlántico. Está vertebrada por el curso del río Guadalquivir, presentando una orientación suroeste-nordeste, un área triangular de 35000 km² y una longitud de 340 km aproximadamente (figura 3.1), siendo transversal a las provincias de Jaén, Córdoba, Sevilla, Huelva y Cádiz. Su gran extensión hace que puedan distinguirse tres grandes tramos a lo largo de su eje, en base a las características que presenta el curso del río durante su recorrido.

Su curso alto comprende la zona más montañosa de esta cuenca, al discurrir por la sierra de Cazorla, Segura y las Villas (Jaén), caracterizándose por salvar fuertes pendientes, debido a la mayor complejidad morfológica que Sierra Morena presenta en su sector jienense. Durante su curso medio se convierte en un río de llanura, limitado al norte por la presencia de Sierra Morena y caracterizado por la presencia de una escasa pendiente al sur. En este punto de su recorrido comienza a incrementarse su caudal considerablemente y su desplazamiento se vuelve lento motivado por el descenso de la pendiente. Por último, en su curso bajo, el caudal del río aumenta considerablemente, desplazándose lentamente por la poca pendiente que salva y ampliándose progresivamente su área de influencia aluvial. La región próxima a su desembocadura destaca por la creación de meandros y por la presencia de zonas de marismas. Un análisis detallado de las características climatológicas de la misma se realiza en Capel (1976) y en Pita-López (1985).

Limitando geográficamente al sur con la depresión del Guadalquivir se encuentra la cordillera Subbética. Se trata de una cadena montañosa perteneciente al Sistema Bético, que recorre el sur de Andalucía desde el estrecho de Gibraltar hasta la provincia de Jaén, y que se encuentra formada por un conjunto de sistemas montañosos con orientación predominante suroeste-nordeste, pequeñas sierras y serranías. Algunas de las sierras que forman parte de este sistema son la Sierra de Grazalema (Cádiz), Sierra sur de Sevilla o las sierras subbéticas de Córdoba.

Más al sur se encuentra el estrecho de Gibraltar, actuando como región de convergencia entre el océano Atlántico y el mar Mediterráneo. Esta separación natural entre estas dos masas de agua, con una anchura mínima de 14.4 km, se encuentra perfilada por la presencia de dos cadenas montañosas, el sistema Penibético al norte, y las estribaciones de la cordillera del Atlas al sur. Esta orografía posibilita la canalización de los vientos que por él discurren, actuando como un gigantesco tubo de Venturi.

Para finalizar esta sección se comentan los distintos usos del suelo existentes en la zona de estudio, dado que su conocimiento resulta relevante en el análisis del desarrollo de los procesos meteorológicos. Estos tienen especial relevancia en el desarrollo de los sistemas circulatorios mesoescalares (Chen et al., 1994; Miao et al., 2003), al verse su intensidad influida por las propiedades físicas del terreno y por el balance energético tierra-atmósfera, que estará condicionado por la cobertura vegetal (Shukla y Mintz, 1982; Dale, 1997) entre otros factores.

En Andalucía coexisten diferentes pisos bioclimáticos, con sus tipos de vegetación asociados, delimitados en función de las temperaturas, las precipitaciones y la

distribución de ambas a lo largo del año. Sin embargo, la acción directa o indirecta de las actividades humanas ha provocado la modificación de las comunidades potenciales. En la tabla 3.1 se muestran los principales niveles, publicados en la estadística oficial de la Junta de Andalucía (2007), referente a la cobertura vegetal y usos del suelo recopilada en el año 2003.

Tabla 3.1. Usos del suelo en Andalucía (Fuente: Estadística oficial de la Junta de Andalucía 2007).

Grupo	Uso o cobertura vegetal	Superficie (km ²)	Porcentaje (%)
1	Superficies edificadas e infraestructuras	213.001,8	2,4
2	Territorios agrícolas.	3.852.683,9	43,9
3	Áreas forestales y naturales.	4.547.132,7	51,9
4	Zonas húmedas y superficies de agua.	146.881,4	1,6

3.2.2. Condicionantes termodinámicos.

El clima de la Península Ibérica es regulado a escala global y local por la posición e intensidad que adoptan los grandes centros de acción atmosféricos, como el anticiclón de las Azores, los anticiclones polares oceánicos, los anticiclones continentales europeos, la depresión de Islandia, la depresión del golfo de Génova, la depresión térmica peninsular o la depresión térmica sahariana (Font, 2000; Capel-Molina, 2000b).

Por su localización en el hemisferio Norte, la variabilidad atmosférica que rige su climatología y, por tanto, la disposición temporal de los grandes centros béricos, está condicionada principalmente por la Oscilación del Atlántico Norte (NAO). Se trata de un fenómeno climático asociado a las fluctuaciones de presión atmosférica que se originan entre el centro de bajas presiones de Islandia y las altas presiones de las Azores (Marshall et al., 2001), que da origen al establecimiento de un dipolo norte-sur, con una fase positiva asociada a una gran diferencia de presión y otra negativa vinculada a un escaso gradiente bérico entre ambos centros.

La evolución temporal de la diferencia de presiones entre ambos centros de presión, modula la entrada de los vientos del oeste sobre la Península Ibérica. Una fase positiva de este índice se asocia a una mayor entrada de vientos húmedos del Atlántico, lo que origina veranos frescos e inviernos húmedos y lluviosos, mientras que durante la fase negativa, la menor entrada de flujos del oeste repercute en un mayor contraste entre el invierno y verano, siendo frecuentes las heladas y las olas de calor respectivamente.

Sin embargo, la configuración orográfica de la Península Ibérica hace que la influencia de los centros béricos sobre ella varíe espacial y temporalmente. De esta forma, la localización de Andalucía en su extremo más meridional, “aislada” del interior por Sierra Morena y con una abertura natural hacia el oeste por la presencia del valle del Guadalquivir (figura 3.1), hace que posea una climatología diferente del resto.

En ella se registra una estacionalidad muy marcada entre los tipos de circulación que se establecen a lo largo del año, permitiendo una clara diferenciación entre los meses estivales y el resto (López Ontiveros, 2003). En verano se produce el desplazamiento hacia el hemisferio Norte de todos los anillos que componen la circulación general atmosférica, posibilitando una influencia casi permanente del anticiclón de las Azores y, por tanto, una marcada estabilidad atmosférica. Sin embargo, en invierno, el desplazamiento hacia el sur de la circulación atmosférica y el desplazamiento hacia latitudes más bajas de la corriente del chorro, flujos rápidos de aire que circulan por debajo de la tropopausa (a unos 11 km), provocan una alternancia entre situaciones de estabilidad e inestabilidad y la llegada de masas de aire, no sólo tropicales, sino polares e incluso árticas.

3.3. Bases de datos disponibles, control de calidad y selección de emplazamientos.

Bases de datos disponibles y control de calidad.

La caracterización meteorológica del área de estudio se ha realizado utilizando la información disponible en la base de datos meteorológica denominada Subsistema de Información de Climatología Ambiental (CLIMA) (Corzo et al., 2005), que es gestionada por la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía (CMAJA) (<http://www.juntadeandalucia.es/medioambiente/>).

La creación de esta base de datos satisface la necesidad de compilar la información meteorológica disponible en Andalucía y el interés en el establecimiento de sistemas y aplicaciones que automaticen los procesos relacionados con la homogeneización, la aplicación de controles de calidad y la explotación de la información meteorológica generada. Por este motivo, el principal objetivo de CLIMA es la homogeneización de los datos recopilados por las estaciones meteorológicas de Andalucía, de manera que éstos sean una fuente segura y fiable para el estudio de las diversas variables meteorológicas y para la elaboración de estudios de índole tanto climático como

meteorológico sobre la comunidad andaluza. La tabla 3.2 muestra el conjunto y tipos de redes de información meteorológica integradas en CLIMA, así como los diferentes organismos que las gestionan.

Tabla 3.2. Redes de observación integradas en CLIMA. AEMET: Agencia Estatal de Meteorología, C.M.A: Consejería de Medio Ambiente de Andalucía, C.A.P: Consejería de Agricultura y Pesca, e I.F.A.P.A: Instituto de Investigación y Formación Agraria y Pesquera. (Fuente: www.juntadeandalucia.es/medioambiente > Información ambiental > Clima).

Organismo	Red	Tipo	Nº estaciones
Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)	Estaciones Meteorológicas Automáticas (E.M.A)	Automáticas	42
	Estaciones Completas	Semiautomáticas	28
	Estaciones Diarias	Manuales	1914
Consejería de Medio Ambiente (C.M.A)	Lucha contra los incendios forestales (INFOCA).	Automáticas	32
	Vigilancia de la calidad del aire (SIVA).	Automáticas	43
Consejería de Agricultura y Pesca (C.A.P)	Alerta e Información Fitosanitaria (R.A.I.F).	Automáticas	81
Instituto de Investigación y Formación Agraria y Pesquera (I.F.A.P.A)	Información Agroclimática (R.I.A)	Automáticas	89

Dado el elevado número de redes meteorológicas disponibles en el área de estudio, se hizo necesario realizar un proceso de selección de aquellas redes que permitieran obtener una imagen meteorológica completa y representativa de la región de estudio. Por indicación del personal de la CMAJA, que mantiene y gestiona CLIMA, se seleccionaron inicialmente el conjunto total de emplazamientos de medida pertenecientes a la red de Estaciones Meteorológicas Automáticas (E.M.A) y a la Red de Información Agroclimática (RIA) que se encontrasen ubicadas dentro del área de estudio, ya que son aquellas las que por número de emplazamientos y por cobertura temporal de los datos mejor se adecuan a las necesidades de este trabajo.

De la unión de estas redes destaca el gran número de estaciones ubicadas en el delta del Guadalquivir, presentando, sin embargo, una menor cobertura espacial la zona norte de Andalucía, tanto en las provincias de Huelva, Sevilla, Córdoba y Jaén, como de la zona

sur limítrofe con el valle del Guadalquivir. No obstante, la localización de cada uno de los emplazamientos de medida cumple las recomendaciones de la Organización Meteorológica Mundial (OMM) (WMO-No.8, 1996), ya que se encuentran situadas en lugares con libre circulación del aire y visibilidad en todas las direcciones, suficientemente alejados de obstáculos, edificaciones y árboles que interfieran en las medidas, terreno horizontal y con cubierta vegetal propia de la zona de altura menor de 10 cm, e instalada en un recinto de 10 m² con un vallado metálico que no impida la libre circulación del aire. De esta forma se garantiza que los datos suministrados por cada estación sean representativos de la realidad meteorológica del área en la que se ubican.

Una vez seleccionadas un conjunto inicial de estaciones de medida, motivado por la resolución temporal de las observaciones meteorológicas de ambas redes, diezminutal en las estaciones de AEMET y semihoraria en aquellas pertenecientes a la RIA, se llevó a cabo un proceso de homogeneización de la resolución temporal, utilizándose valores horarios. Para el cálculo de estos valores horarios se aplicaron unos criterios propios de calidad. Para el caso de las estaciones de AEMET cada promedio horario debía obtenerse a partir de un mínimo de 5 datos diezminutales (75% de disponibilidad). Mientras que para las estaciones de la RIA el valor horario se obtuvo únicamente si se dispone de ambos valores semihorarios (100% de disponibilidad).

De forma complementaria también se calculó la desviación estándar asociada a cada valor horario, estudiándose aquellos datos que estuvieran ligados a un valor elevado de este parámetro estadístico y que, por tanto, sobresalieran del resto. Una vez analizado, en el caso de que se considerase necesario se procedía a eliminar la medida original errónea y a calcular de nuevo el valor horario derivado.

Selección de emplazamientos.

Una vez seleccionadas el conjunto total de estaciones pertenecientes a las redes E.M.A y RIA ubicadas en las provincias de Cádiz, Huelva, Sevilla, Córdoba y Jaén, se dispuso de un número inicial de 96 estaciones de medida. Ante este elevado número, se llevó a cabo un proceso de selección que permitiese disponer de información meteorológica completa y fiable del área de estudio, con un menor número.

Para ello, a partir de este primer conjunto de estaciones y utilizando los datos horarios de dirección y velocidad del viento, se realizó un proceso de validación de la información proporcionada por aquellas estaciones que estuvieran localizadas dentro de una misma zona geográfica. De esta forma, se pretendió eliminar aquellos

emplazamientos que no mostrasen un patrón de vientos similar al observado en estaciones próximas. La elección de los registros de viento como herramienta para realizar la comparativa entre estaciones, se justifica por la necesidad de disponer de información veraz sobre la variación espacial y temporal que experimenta el régimen de viento a lo largo de esta región, que posteriormente pueda ser empleada como referencia en la validación de los resultados pronosticados por un modelo meteorológico sobre el campo de viento en Andalucía occidental, que es uno de los objetivos prioritarios del trabajo.

Para llevar a cabo la comparativa del régimen de viento en superficie se calcularon los diagramas polares estacionales, conocidos como rosas de viento, en los que se representa la frecuencia de ocurrencia del viento en 16 direcciones a partir de sus valores horarios de dirección y velocidad. Estas representaciones proporcionan una visión detallada de las características de los flujos de una zona, aunque sin abordar su origen bórico. No obstante, su análisis permite mostrar las posibles diferencias y similitudes entre emplazamientos respecto a su rango de direcciones principales e intensidades.

Una vez comparadas las correspondientes rosas de viento, en el caso de considerar la eliminación de alguna estación, se ha recurrido al análisis de la evolución de las series temporales horarias de viento, con el propósito de indagar sobre las causas y orígenes de tales diferencias y, de este modo, poder confirmar su diferente comportamiento respecto al resto de estaciones próximas.

Una vez eliminadas aquellas estaciones que no son representativas, la fase final de este proceso de selección consistió en la elección, de entre los emplazamientos de medida que estuvieran próximos entre sí y que presentasen una similar distribución del campo de viento, aquellos que dispusieran de una mayor cobertura de datos horarios. Con este último paso se pretende minimizar el número de estaciones, así como garantizar una óptima representatividad temporal de los resultados obtenidos en cada una de ellas. Para ello se estableció que cada estación, para ser considerada como representativa tuviera un mínimo del 75 % de disponibilidad de datos, calculándose éste tomando como referencia el periodo de medida comprendido entre 2000-2007.

La aplicación de este proceso de selección derivó en una reducción considerable del número de estaciones, obteniéndose un conjunto final de 35 emplazamientos (figura 3.2), mostrándose en la tabla 3.3 algunas características de cada una de las ellas, como son: red a la que pertenece, provincia, disponibilidad de valores horarios, periodo de medida disponible y sus coordenadas geográficas.

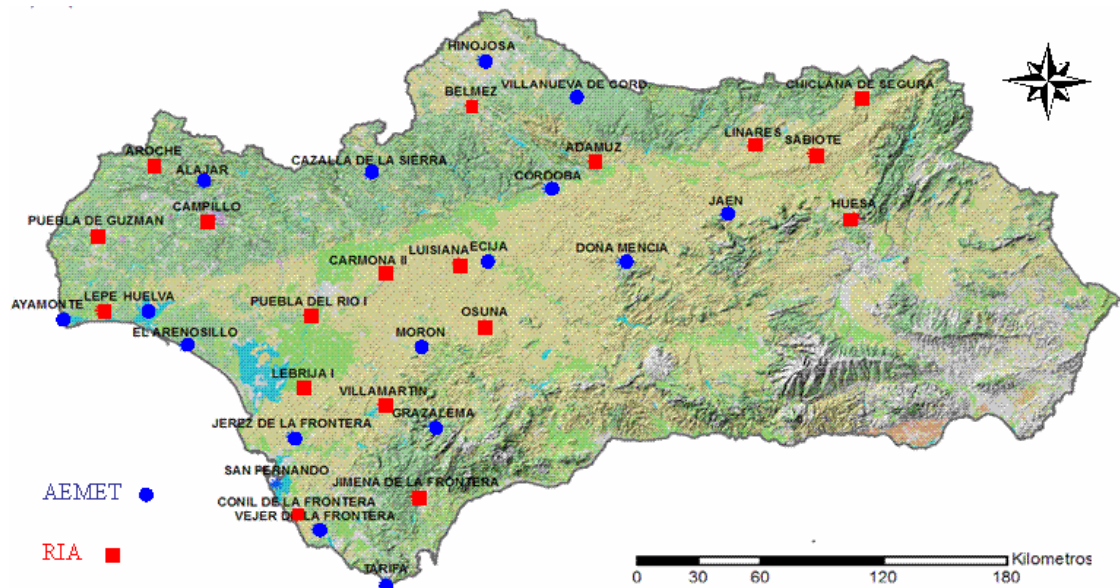


Figura 3.2. Conjunto de estaciones seleccionadas del binomio compuesto por las redes AEMET y RIA.

3.4. Dinámica atmosférica superficial: régimen de vientos.

Utilizando como referencia los valores horarios de dirección y velocidad del viento registrados en cada una de las estaciones seleccionadas (tabla 3.2), se ha llevado a cabo un estudio del campo de viento existente sobre Andalucía occidental y valle del Guadalquivir, con el propósito de conocer tanto su variabilidad espacial como su evolución temporal.

Al igual que en el proceso de selección de estaciones descrito en el apartado 3.2, el cálculo de las rosas de viento representativas de cada emplazamiento ha sido la herramienta discriminante que se ha utilizado en la caracterización del régimen de vientos. Para ello se calcularon las rosas de viento, tanto globales como estacionales representativas del periodo 2000-2007, en cada una de los emplazamientos de medida seleccionados.

Tabla 3.3. Red, provincia, nombre de la estación, porcentaje de datos válidos en el periodo 2000-2007 y coordenadas geográfica de las estaciones meteorológicas.

Red	Prov	Estación	Datos (%)	Periodo	Coordenadas (Lat, Long)	Altura (msnm)
AEMET	HUE	Alajar (ALA)	84,8	2000-2007	37.87 , -6.64	577
AEMET	HUE	Ayamonte (AYA)	88,7	2003-2007	37.18 , -6.34	2
AEMET	HUE	Huelva (HUE)	90,5	2000-2007	37.27 , -6.90	19
AEMET	HUE	El Arenosillo (ARE)	94,0	2000-2007	37.10 , -6.73	15
RIA	HUE	Aroche (ARO)	98,5	2000-2005	37.95 , -6.94	299
RIA	HUE	Lepe (LEP)	97,2	2000-2005	37.24 , -7.24	57
RIA	HUE	La Puebla de Guzmán (PUG)	98,5	2000-2005	37.55 , -7.24	288
RIA	HUE	El Campillo (CAM)	98,5	2000-2005	37.66 , -6.59	406
AEMET	SEV	Morón (MOR)	87,0	2000-2007	37.15 , -5.58	88
AEMET	SEV	Écija (ECI)	75,6	2000-2007	37.51 , -5.09	130
AEMET	SEV	Cazalla de la Sierra (CAZ)	84,3	2000-2007	37.93 , -5.75	550
RIA	SEV	Lebrija I (LEBI)	97,1	2000-2005	36.97 , -6.12	5
RIA	SEV	Puebla del Río I (PUE)	98,2	2000-2005	37.22 , -6.13	25
RIA	SEV	Osuna (OSU)	96,0	2000-2005	37.25 , -5.13	214
RIA	SEV	La Luisiana (LLU)	92,7	2000-2005	37.52 , -5.22	188
RIA	SEV	Carmona II (CARII)	96,1	2000-2005	37.40 , -5.58	79
AEMET	COR	Córdoba (COR)	78,6	2000-2007	37.84 , -4.85	91
AEMET	COR	Doña Mencía (DMN)	92,3	2000-2007	37.55 , -4.35	650
AEMET	COR	Hinojosa (HIN)	78,2	2000-2007	38.50 , -5.11	540
AEMET	COR	Villanueva de Córdoba (VIL)	85,1	2000-2007	38.32 , -4.61	740
RIA	COR	Adamuz (ADA)	94,6	2000-2005	37.99 , -4.44	146
RIA	COR	Belmez (BEL)	98,1	2000-2005	38.25 , -5.20	483
AEMET	CAD	Grazalema (GRA)	92,8	2000-2007	36.76 , -5.36	900
AEMET	CAD	Jerez de la Frontera (JER)	91,2	2000-2007	36.74 , -6.06	27
AEMET	CAD	Tarifa (TAR)	90,1	2000-2007	36.00 , -5.60	24
AEMET	CAD	San Fernando (SNF)	88,6	2000-2007	36.46 , -6.20	30
AEMET	CAD	Vejer de la Frontera (VEJ)	92,7	2000-2007	36.24 , -5.96	160
RIA	CAD	Conil de la Frontera (CON)	89,2	2000-2005	36.33 , -6.13	26
RIA	CAD	Jimena de la Frontera (JIM)	91,6	2000-2005	36.41 , -5.38	53
RIA	CAD	Villamartín (VLL)	97,3	2000-2005	36.84 , -5.62	171
AEMET	JAE	Jaén (JAE)	91,0	2000-2007	37.77 , -3.80	580
RIA	JAE	Chiclana del Segura (CHI)	97,7	2000-2005	38.34 , -2.95	510
RIA	JAE	Huesá (HUE)	98,0	2000-2005	37.74 , -3.06	793
RIA	JAE	Linares (LIN)	96,2	2000-2005	38.06 , -3.64	443
RIA	JAE	Sabiote SAP)	94,6	2000-2005	38.08 , -3.23	822

Para una correcta interpretación del conjunto de resultados, es necesario hacer previa mención a una serie de factores que se han considerado en el cálculo de las rosas de viento; el rango temporal, las calmas, y los rangos de velocidades. En primer lugar, la delimitación de cada periodo estacional ha sido establecida en diciembre-febrero para el invierno, marzo-mayo para primavera, junio-agosto para verano y septiembre-noviembre para otoño. Para cada estación, el porcentaje de calmas fue calculado a partir de valores horarios con velocidades menores o iguales a 1 m/s, no siendo utilizados posteriormente en el estudio de la frecuencia de direcciones. Por último, con objeto de obtener un conocimiento más detallado de las velocidades se han establecido seis rangos, con incremento de 2 m s^{-1} entre 1 m s^{-1} y 11 m s^{-1} , igual al empleado por Adame (2005).

Teniendo presentes esta serie de factores, el estudio comparativo del conjunto de rosas de viento en el área de estudio ha permitido identificar la existencia de zonas en las que se observa la misma dinámica de viento, estando éstas claramente condicionadas por los accidentes orográficos presentes en Andalucía occidental. Estas zonas son el valle del Guadalquivir, el estrecho de Gibraltar, Sierra Morena, el Sistema Bético, la parte occidental de la provincia de Huelva y aquellos emplazamientos situados en cotas elevadas (figura 3.3).

Este último grupo al que pertenecen aquellos emplazamientos situados a una altura superior a los 500 m sobre el nivel del mar, presentan una distribución de vientos muy similar a lo largo del año, tanto en rango como en intensidad. Esta nula evolución estacional del régimen de vientos se encontraría asociada a dos posibles causas, un posible desacople con la dinámica más superficial, haciendo que permanezcan al abrigo de las circulaciones de altura, o a la elevada influencia de sus características geográficas locales, provocando con ello que las direcciones predominantes estén condicionadas por el entorno que las rodea. El estudio estacional de este tipo de estaciones no ha sido realizado al no ser sus resultados relevantes para este estudio.

Del conjunto de zonas restantes, tanto el valle del Guadalquivir, como el estrecho de Gibraltar presentan una dinámica de vientos en la que la dirección de los flujos se encuentra claramente condicionada por la orientación de sus ejes. Mientras que en el valle se observa un claro binomio a lo largo del eje suroeste-nordeste, en el estrecho de Gibraltar el régimen de vientos se establece en el eje oeste-este. No obstante, cabe destacar como dentro de esta clara homogeneidad existen emplazamientos en los que, determinado por su localización geográfica, se observan ligeras variaciones respecto a las direcciones principales indicadas, siendo, no obstante, representativos de la dinámica

del valle o del estrecho. Ejemplos en el valle del Guadalquivir son las estaciones de Linares, Huelva o Sabiote, así como Jimena de la Frontera, en el estrecho de Gibraltar.

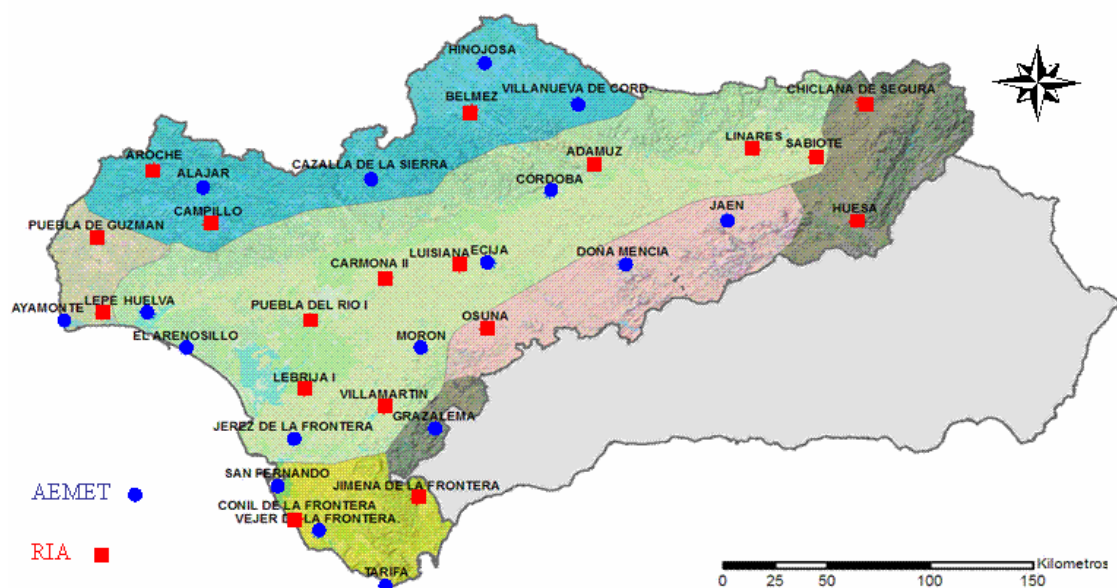


Figura 3.3. Zonas geográficas de Andalucía occidental en las que se observa una misma dinámica de vientos.

El resto de cuencas aéreas identificadas se caracterizan por registrar un abanico de flujos en los que se combinan direcciones propias con direcciones representativas del valle del Guadalquivir o del estrecho de Gibraltar, ya sea durante periodos concretos o durante todas las estaciones del año. Por este motivo el valle del Guadalquivir y el estrecho de Gibraltar pueden considerarse como las principales cuencas aéreas de Andalucía occidental, ya que poseen una notable influencia sobre la dinámica del resto de zonas limítrofes como a continuación se muestra.

La zona Subbética destaca por presentar vientos de componente oeste/noroeste, en combinación con la existencia de direcciones privilegiadas diferentes en cada una de las estaciones debido a su ubicación en una zona marcada por la presencia constante de sierras y valles. Similar comportamiento se ha observado en la zona de Sierra Morena, en la que las direcciones más frecuentes de cada emplazamiento se combinan con la entrada de flujos en el rango sur/suroeste propios del valle. Esta variabilidad en la dirección de los flujos ha permitido considerar la existencia de regímenes diferentes en la sierra de Huelva, Sevilla y Córdoba, siendo coherente con la división expuesta en la sección 3.2.1 en función de la diferente morfología que presenta Sierra Morena.

Esta influencia del valle también se observa en la zona occidental de Huelva. En ella la combinación de flujos del suroeste se registra conjuntamente con la presencia de flujos del noroeste, asociados estos últimos a la barrera orográfica que ejerce la sierra de

Aracena y Picos de Aroche y a la escasa altura en la zona portuguesa del Algarbe y bajo Alentejo Portugués al oeste.

A continuación se van a presentar las características dinámicas más relevantes de cada una de las cinco zonas identificadas para cada una de las estaciones del año, mostrándose de la figura 3.4 a la figura 3.7 las rosas de viento estacionales representativas del periodo 2000-2007.

La evolución estacional del campo de vientos en el valle del Guadalquivir se caracteriza por el progresivo cambio en la ocurrencia de los flujos a lo largo del eje suroeste/nordeste. Es durante el invierno cuando la entrada de flujos del nordeste alcanza su máxima frecuencia, siendo predominante en todos los emplazamientos. Esta dinámica invernal, sin embargo, comienza a modificarse durante la primavera, estableciéndose una mayor ocurrencia de vientos del suroeste, aunque observándose todavía flujos procedentes del nordeste con una frecuencia secundaria.

En los meses de verano se completa el cambio en la dinámica superficial iniciado en primavera, registrándose como direcciones predominantes aquellas procedentes del suroeste en todas las estaciones del valle, minimizando la influencia de vientos del nordeste a frecuencias inferiores al 5 % en muchas estaciones. Esta homogeneidad en la entrada de flujos del suroeste se ve modificada en el otoño, durante el cual se vuelve a registrar en el valle del Guadalquivir una mayor dualidad en el régimen de vientos, alcanzando valores similares de ocurrencia en la entrada de viento procedente tanto del primer como del tercer cuadrante (figuras 3.4 a 3.7). Este hecho puede ser interpretado como el periodo en el que se inicia el cambio progresivo hacia la dinámica invernal, finalizando de esta forma el ciclo anual en el régimen de vientos que se produce en el valle del Guadalquivir.

Dentro de esta homogeneidad se ha observado que las dinámicas registradas en los emplazamientos de Huelva y Sabiote pueden ser considerados como aquellos que marcan los límites espaciales de la dinámica del valle. En la primera, a lo largo del año se registra una evolución típica del valle con predominio durante la época invernal de entrada de vientos procedentes del nordeste rolando progresivamente hacia una mayor entrada de flujos de componente suroeste. Esta dinámica se combina con la persistente entrada de vientos de componente noroeste, especialmente intensa durante primavera y verano. En el caso de Sabiote se combinan la evolución estacional característica de los flujos del valle, con una componente intensa y permanente del sur/sudeste, pudiendo ésta estar asociada a la canalización natural de flujos favoreciendo un aumento en la intensidad de los vientos.

El empleo de las rosas de viento se ha mostrado como una herramienta adecuada en la identificación de la dinámica estacional que rige el valle del Guadalquivir. Sin embargo, a la hora de poder justificar el origen de esta dinámica es necesario recurrir a un análisis detallado de la evolución diaria de la dirección y velocidad del viento en las estaciones representativas.

Una primera aproximación a las posibles causas es que, durante el periodo invernal, se produce una mayor incidencia de flujos sinópticos del norte o del este que se ven canalizados por el valle del Guadalquivir, así como que las propias condiciones meteorológicas durante esta época favorecen el desarrollo de flujos a través del valle desde de zonas del interior a zonas costeras. Por el contrario, durante la primavera, producto del progresivo incremento del gradiente térmico mar-tierra, se observa un mayor desarrollo de regímenes locales que alcanza su máxima extensión durante el verano, en el que la presencia de condiciones sinópticas anticiclónicas refuerza y potencia el mayor desarrollo de las circulaciones de mesoescala a lo largo del valle. Por último, durante el otoño se invierte progresivamente esta dinámica, experimentando un progresivo predominio las circulaciones sinópticas frente a las mesoescalares.

Esta dinámica de vientos en el valle, tal y como se ha comentado anteriormente, es parcialmente común al conjunto de estaciones limítrofes pertenecientes a cada una de las zonas anteriormente definidas. Así, en Osuna, localizada en el sistema Bético, esta influencia se manifiesta principalmente durante el periodo central del año, primavera y verano. La componente oeste/suroeste propia del valle se combina con flujos procedentes del sureste, los cuales son observados de forma constante en este emplazamiento. Estos flujos pueden tener su origen en el propio emplazamiento de esta estación, ya que se encuentra próxima a un valle limítrofe que posee una orientación sur-suroeste respecto al valle del Guadalquivir. Por este motivo, la presencia de este tipo de flujos estaría asociada a la llegada de vientos que han sido canalizados previamente por este valle.

En Doña Mencía los flujos son canalizados a lo largo del eje oeste-este, existiendo una mayor variabilidad en la entrada de flujos durante el periodo invernal, mientras que a lo largo de la primavera, verano y otoño desaparece la componente este prevaleciendo únicamente la entrada de vientos del oeste, propios del valle. Por último, en la estación de Jaén, la cual presenta una rosa de viento similar durante todo el año, en el rango oeste-norte, la dinámica del valle se percibe en la mayor ocurrencia de flujos del oeste durante la primavera y el verano, mientras que, durante el invierno y el otoño, este tipo de flujos ve disminuida su incidencia.

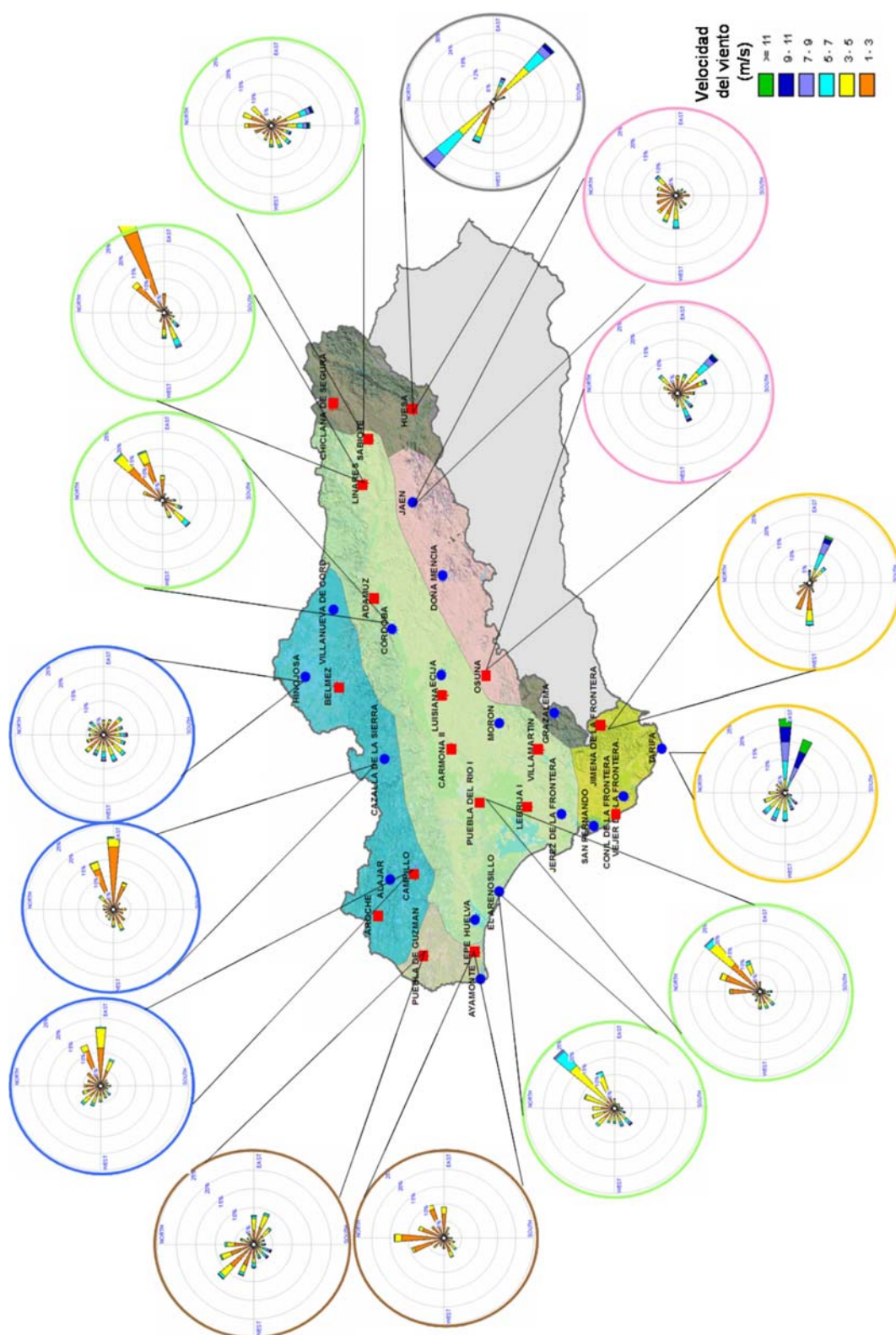


Figura 3.7. Rosas de viento estacionales en invierno en Andalucía occidental representativas del periodo 2000-2007.

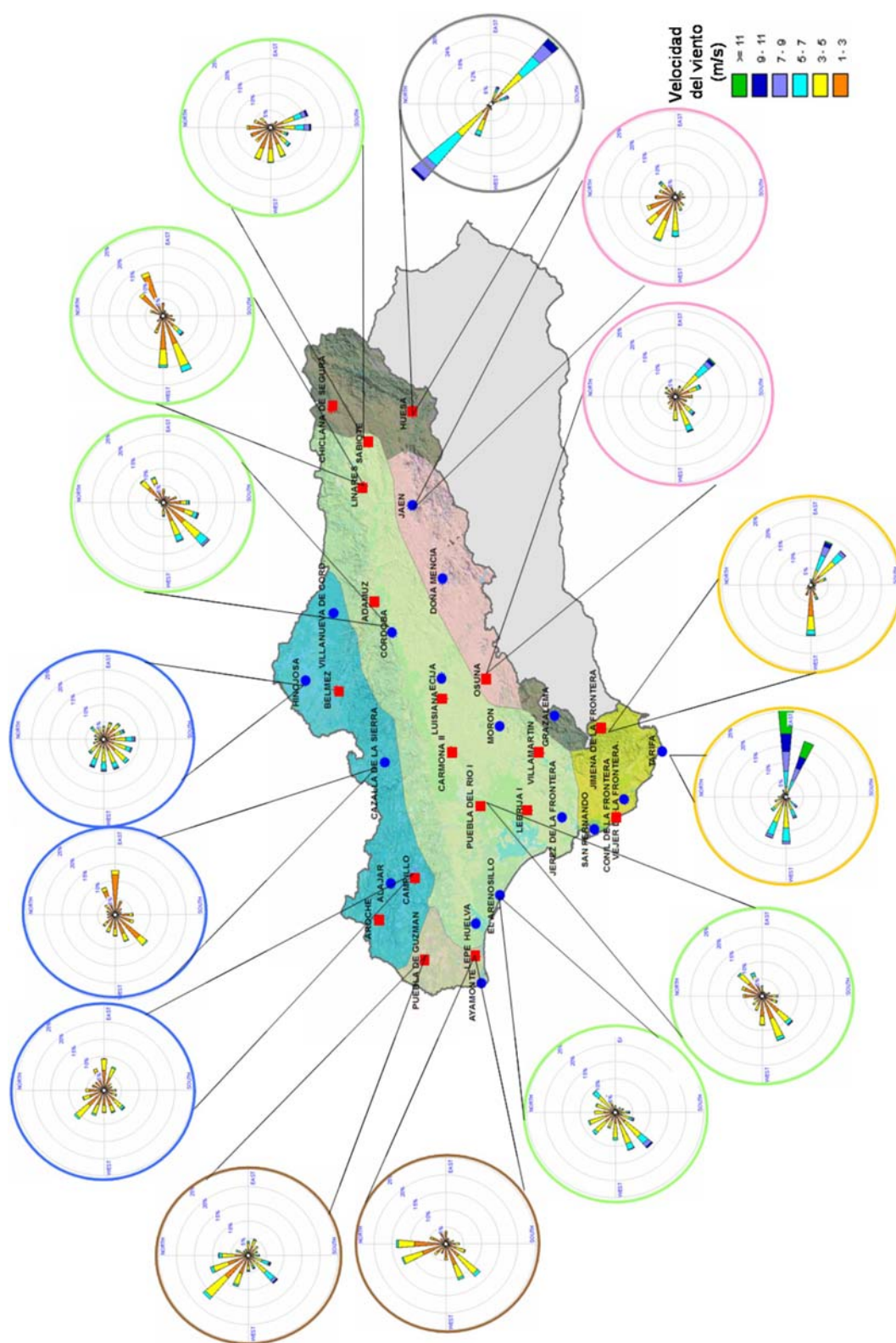


Figura 3.7. Rosas de viento estacionales en primavera en Andalucía occidental representativas del periodo 2000-2007.

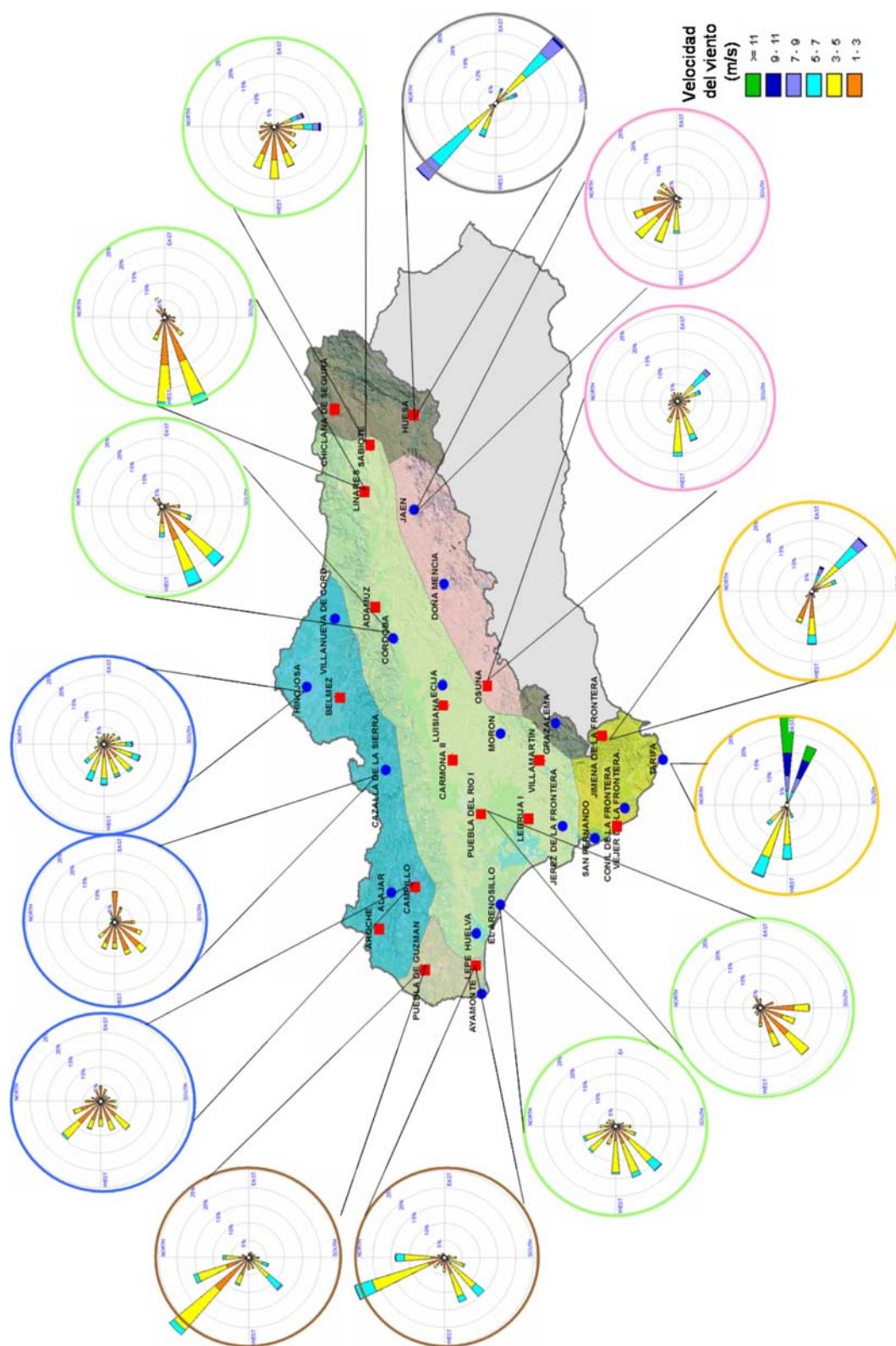


Figura 3.7. Rosas de viento estacionales en verano en Andalucía occidental representativas del periodo 2000-2007.

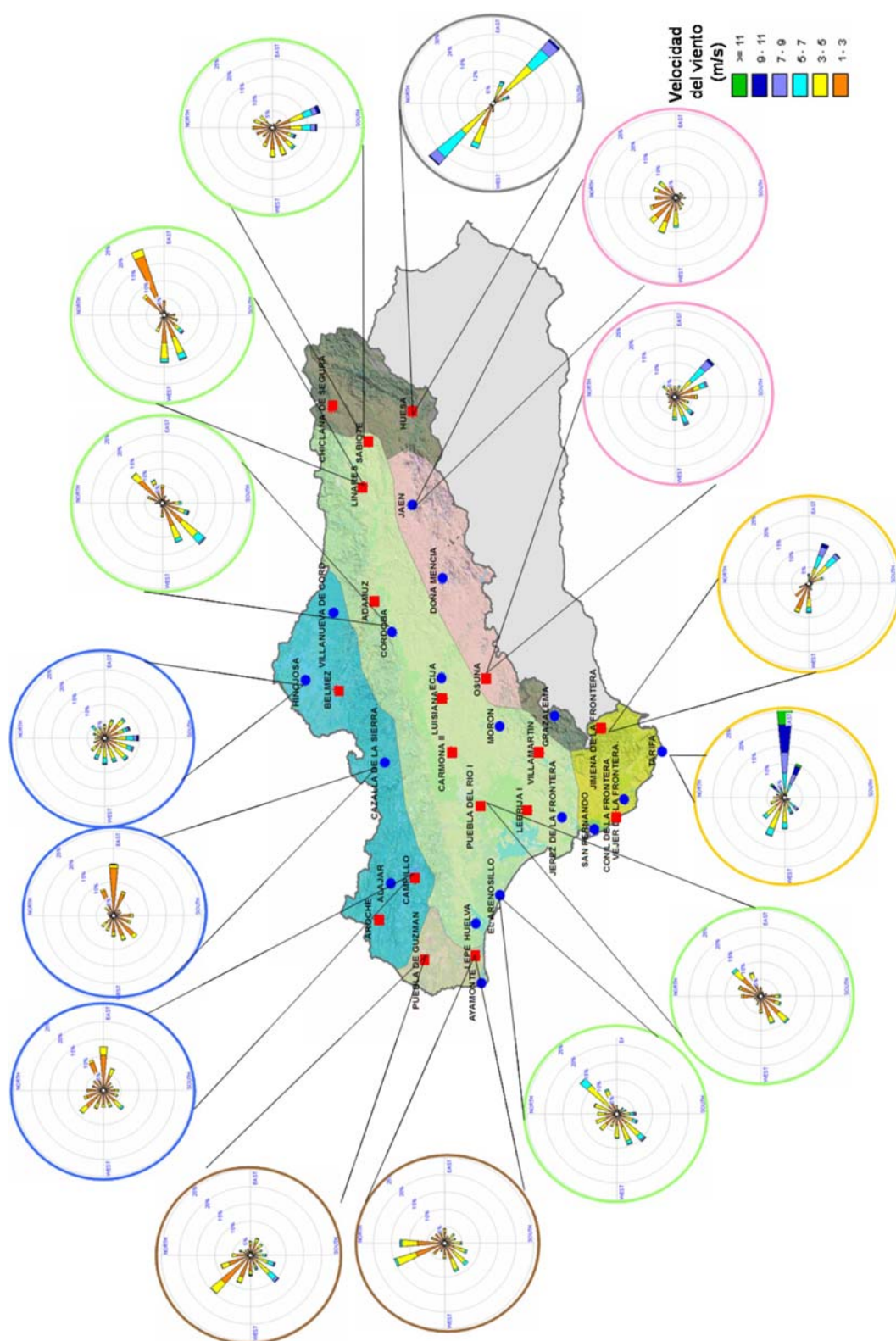


Figura 3.7. Rosas de viento estacionales en otoño en Andalucía occidental representativas del periodo 2000-2007.

En los emplazamientos de Sierra Morena destaca la zona norte de la provincia de Córdoba, donde se observa una entrada constante de flujos del noroeste, con mayor intensidad y frecuencia durante el periodo estival, y una mayor ocurrencia de vientos procedentes del tercer cuadrante (sur-oeste) a partir de la primavera, coincidiendo con el mayor predominio de este tipo de vientos en el valle. En el caso de las estaciones del norte de la provincia de Huelva, la presencia constante de vientos de componente sureste-este se combina con una variación estacional en la entrada de vientos del suroeste, los cuales alcanzan una mayor ocurrencia durante el verano al igual que ocurre en las estaciones del valle.

Por último, en Cazalla de la Sierra, provincia de Sevilla, se observan flujos constantes del este, con un máximo de ocurrencia durante el invierno, conjuntamente con vientos del suroeste, más persistentes durante los meses centrales del año, siendo similar esta dinámica a la observada en el valle. De esta forma cada uno de los emplazamientos localizados en Sierra Morena presentan cierta influencia de la dinámica superficial que se produce en el valle del Guadalquivir

Considerando los campos de vientos observados en los emplazamientos seleccionados de Sierra Morena y de la Subbética, resultantes, tanto de la influencia de la dinámica del valle, como de su propia localización en zonas adyacentes, éstos podrían representar áreas en los que se produjera la canalización de flujos hacia zonas exteriores al propio valle del Guadalquivir a través de valles secundarios que confluyen en él. Esta hipótesis se apoya, además, en la especial morfología de Sierra Morena y de la Subbética, dominadas ambas por la sucesión de valles que actúan como pasillos naturales de flujos. No obstante, la confirmación de esta hipótesis debe ser contrastada por un estudio más detallado de la dinámica de vientos en esta zona que permita obtener información con una mayor resolución espacial de la misma.

En la zona occidental de la provincia de Huelva, la dinámica estacional durante el invierno se caracteriza por un predominio de flujos del noroeste/norte, mientras que en la primavera destaca por presentar un incremento en la frecuencia de flujos del suroeste, manteniéndose la entrada de flujos del noroeste/norte. Durante el verano se incrementa la entrada de vientos marítimos del suroeste, combinándose con una elevada entrada de vientos del noroeste, los cuales alcanzan su máxima ocurrencia anual durante este periodo. Por el contrario, durante el periodo otoñal vuelve a predominar la entrada de flujos del noroeste/norte, registrando un elevado descenso en la frecuencia de vientos del suroeste. La dinámica observada en esta región, por tanto, se caracteriza por una entrada constante de vientos del noroeste/norte, en combinación con la entrada de flujos marítimos durante la primavera y el verano, los cuales, por la época en la que se

producen pueden estar asociados al desarrollo de circulaciones mesoescalares costeras y a la influencia de la propia dinámica del valle.

Por su parte, en la zona del estrecho de Gibraltar, dentro de la dualidad entre los flujos del oeste y este, la variabilidad estacional se pone de manifiesto en la diferente ocurrencia de los flujos del oeste, ya que la entrada de flujos del este se mantiene prácticamente constante. Esta diferencia se asocia a la propia morfología del estrecho de Gibraltar, favorecedora de un mayor encauzamiento y, por tanto, de la aceleración de los flujos del este frente a la mayor dispersión que presentan las circulaciones del oeste (Dorman et al, 1995; Palomares, 2002).

Esta evolución temporal de las circulaciones de poniente se encuentra marcada por la conjunción de dos factores. La estacionalidad en las configuraciones b́aricas que influyen sobre esta ́rea (Palomares, 2002) y el contraste de temperaturas que se produce entre el Mediterráneo y Atlántico, de 2 a 5 °C durante el periodo de junio a octubre. Por este motivo es posible establecer similitudes en la dinámica del viento en el estrecho de Gibraltar entre el invierno y otoño y entre la primavera y el verano.

Tomando como referencia la estación de Tarifa, en los meses de invierno y otoño se produce una menor incidencia en la entrada de vientos de poniente, llegando a alcanzar una intensidad similar a los vientos del este. Sin embargo durante el periodo central del año se observa una mayor persistencia en la entrada de flujos atlánticos, llegándose a equiparar en algunas estaciones (Vejer de la Frontera, San Fernando) a la frecuencia de vientos del este, aunque mostrando estos últimos una mayor intensidad en su velocidad de desplazamiento.

Cabe destacar, tal y como se había comentado con anterioridad, que la estación de Jimena de la Frontera presenta una distribución estacional del campo de vientos que permitiría catalogarla como representativa de zona limítrofe entre el valle del Guadalquivir y el propio estrecho. Esta hipótesis se basa en la combinación de la componente sureste, mientras que en primavera y verano, coincidiendo con la mayor intensidad de los vientos de componente suroeste del valle, se observa una mayor intensidad en los vientos de poniente en este emplazamiento. De esta forma, al igual que ocurre con las estaciones de Osuna y Doña Mencía, podría representar la existencia de una ruta de transporte natural de masas de aire entre el valle y el mar Mediterráneo.

3.5. Análisis de series temporales de temperatura y humedad relativa.

Con objeto de completar la descripción meteorológica de Andalucía occidental, se ha estudiado la variación espacial y temporal que experimentan los registros de temperatura y humedad relativa disponibles en cada una de los emplazamientos de medida durante el periodo 2000-2007.

Esta caracterización se ha realizado tomando como referencia el conjunto de zonas previamente definidas en la sección 3.4, a partir de los registros de dirección y velocidad del viento, seleccionándose varios emplazamientos localizados en cada una de ellas que sirvieran como referencia. Al disponer todas las estaciones de medida de una elevada cobertura temporal de datos (tabla 3.2), se seleccionaron aquellas que permitieran maximizar la relación entre el número de estaciones y la cobertura espacial del territorio de estudio. También se trató que cada una de las zonas anteriormente definidas estuvieran representadas. En la figura 3.8 se muestra la localización de cada una de ellas, habiéndose reducido el número total de 35 a 13 estaciones.

Este conjunto de emplazamientos es representativo de la región del valle del Guadalquivir (El Arenosillo, Puebla del Río, La Luisiana, Córdoba y Linares), de Sierra Morena (Campillo e Hinojosa), del Sistema Bético (Doña Mencía), de la zona occidental de Huelva (Ayamonte), del estrecho de Gibraltar (Conil de la Frontera y Tarifa) y de las regiones de altura (Grazalema y Chiclana de Segura).

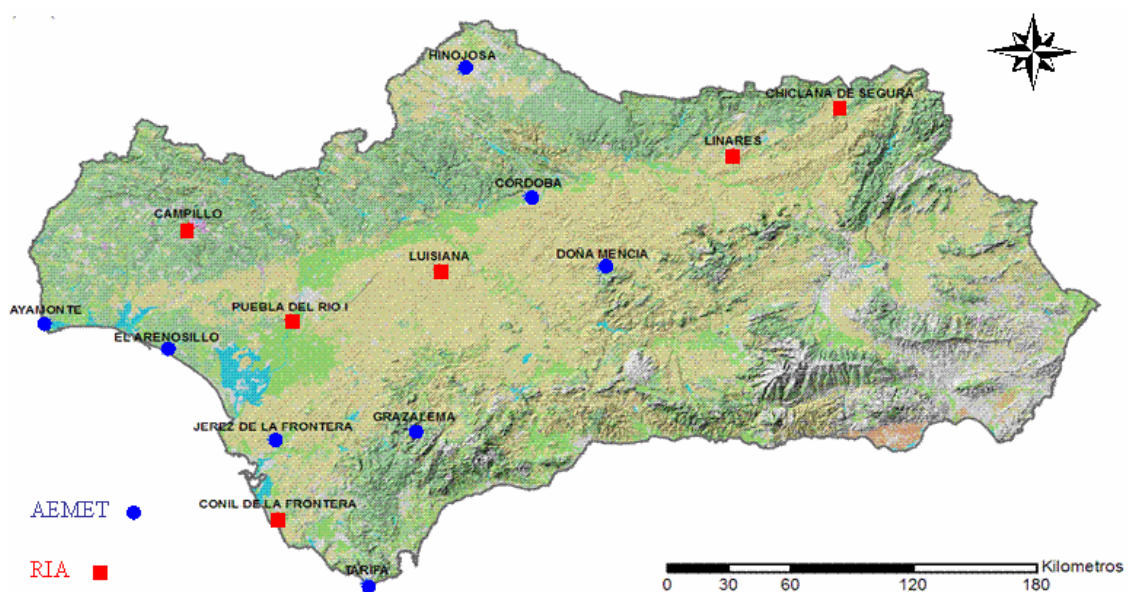


Figura 3.8. Emplazamientos utilizados en el análisis de la temperatura y humedad relativa.

El análisis de la variación espacial y temporal de ambas variables meteorológicas se ha realizado a partir del cálculo de diferentes parámetros estadísticos que facilitan la caracterización de largas series temporales de datos. En este sentido, se han calculado los diagramas de cajas (Tukey, 1977) para cada uno de los emplazamientos, con el objetivo de obtener una visión global sobre las características de cada serie de datos, así como conocer la variación espacial de temperatura y humedad relativa que se produce entre ellos

El uso de los diagramas de cajas se fundamenta en el cálculo de medidas estadísticas de posición, como son los cuantiles (Guisande et al., 2006), los cuales proporcionan información completa sobre el grado de dispersión y de asimetría, así como sobre la presencia de valores atípicos dentro de la serie temporal. En este trabajo los valores calculados y representados para cada estación en su correspondiente diagrama de cajas son los que se muestran en la figura 3.9.

Así mismo, para cada emplazamiento se han calculado las curvas de evolución mensuales representativas del periodo 2000-2007, con el fin de obtener una rápida identificación y comparación de los valores registrados en cada una de ellas. Para completar este análisis temporal, se optó también por incluir en este análisis el cálculo de la evolución media mensual de temperatura y humedad relativa considerando todas las estaciones utilizadas. De esta forma se dispone de un patrón de referencia a la hora de caracterizar el comportamiento e intensidad mensual de los valores de temperatura y de humedad relativa registrados en cada uno de los emplazamientos, durante el periodo 2000-2007, en relación con los resultados obtenidos en toda el área de estudio.

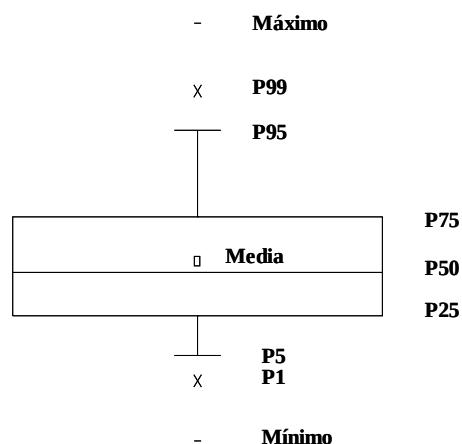


Figura 3.9. Estadísticos representados en el diagrama de cajas.

Variación espacial y temporal de temperatura y humedad relativa.

En la figura 3.10 se muestran los diagramas de cajas calculados a partir de los valores horarios de temperatura y humedad relativa correspondientes al periodo 2000-2007 para cada una de las estaciones seleccionadas. Con el fin de favorecer una mayor interpretación y comparación de los resultados obtenidos se han presentado éstos de mayor a menor proximidad respecto a la costa atlántica andaluza.

Una visión conjunta de los resultados de temperatura (figura 3.10.a) permite establecer un rango de variación aproximado de 3-4 °C entre los valores medios calculados para cada una de las estaciones, registrando un valor máximo de 17 °C y un mínimo de 13 °C. Estos valores son similares a los expuestos en la sección 3.2, dando a entender la elevada homogeneidad térmica que se registra en la zona a pesar de la gran separación y de la variedad orográfica existente entre estaciones. Sin embargo esta similitud no es secundada por la humedad relativa (figura 3.10.b) al registrarse una elevada variación espacial del valor medio. En este caso, el rango de valores medios oscila entre el 85 % y el 55 %, asociado, principalmente, a la diferente influencia que ejerce la presencia del océano Atlántico sobre cada una de ellas, ya que se observa una progresiva disminución desde entornos costeros hasta zonas del interior. No obstante, y atendiendo a los registros obtenidos, puede considerarse que esta variación espacial resulta amortiguada por la presencia del valle del Guadalquivir, favoreciendo el tránsito de masas de aire hacia zonas lejanas a la costa.

Esta influencia homogeneizadora que tiene el océano sobre las estaciones situadas en entornos costeros y el carácter más continental del interior, se refleja también en la diferencia existente entre los percentiles P75 y P25, o P95 y P5 (figura 3.10), ya que esta diferencia entre cuantiles es representativa de la tendencia existentes en las series de datos hacia una mayor dispersión u homogeneización de los valores. Se observa que para ambas magnitudes meteorológicas se registra un progresivo incremento de esta diferencia conforme la separación respecto del Atlántico se incrementa, aumentando, por tanto, la presencia de valores más extremos.

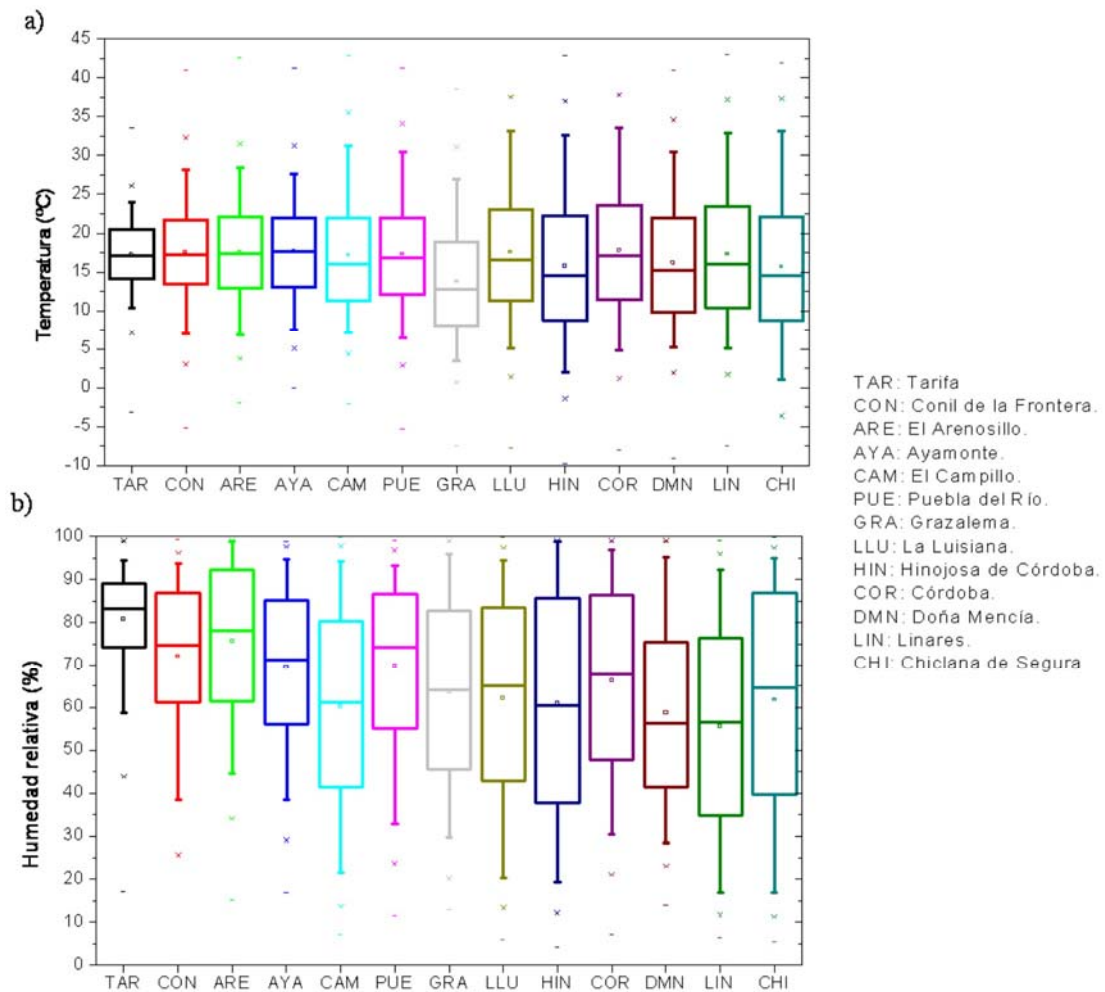


Figura 3.10. Diagramas de cajas de a) temperatura y b) humedad relativa obtenidos para cada estación a partir de datos horarios del periodo 2000-2007.

Este incremento de la diferencia respecto a la humedad relativa en estaciones del interior es también indicativa de la comunicación existente entre este tipo de estaciones y emplazamientos costeros. Gracias a la presencia del valle del Guadalquivir, masas de aire marítimas pueden alcanzar estaciones situadas a gran distancia de su desembocadura. Ejemplos claros de esta ruta de transporte son las estaciones de La Luisiana o Córdoba, con valores de percentil 75 superiores al 80 % y del percentil 95 superiores al 95 % (figura 3.10.b).

Puede observarse que en ninguna de las estaciones el conjunto de valores posee una distribución simétrica ($P50 = \text{media aritmética}$), informando tanto el signo como la intensidad de esta diferencia sobre la magnitud y frecuencia de ocurrencia del tipo de valores presentes en cada una de las series. Una asimetría positiva ($\text{Media} > P50$) indica la presencia de valores elevados pero poco frecuentes, mientras que una asimetría negativa ($\text{Media} < P50$) representa la presencia de una mayor frecuencia de valores de menor intensidad.

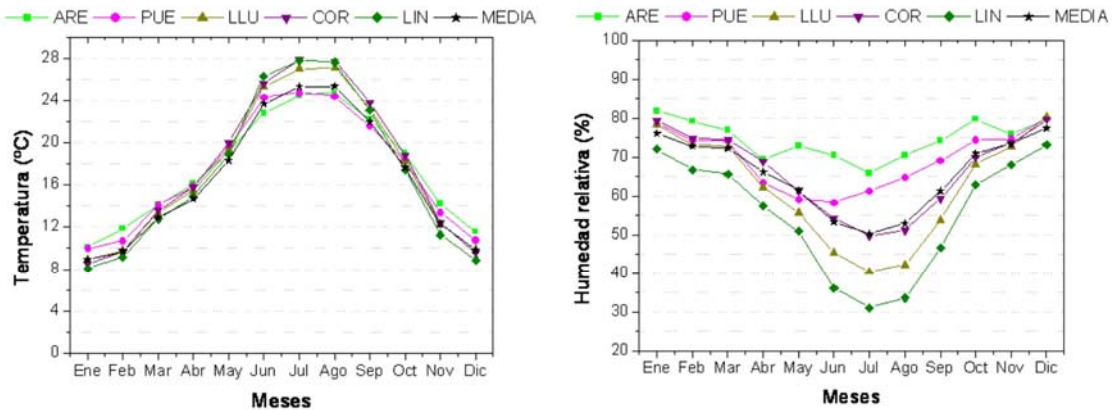
Para el caso de la temperatura (figura 3.10.a) se observa un predominio de valores medios superiores al P50 en la totalidad de estaciones, reforzándose este hecho conforme la distancia respecto a la costa se amplía y, por tanto, poniendo de manifiesto el mayor rango térmico y la mayor ocurrencia de temperaturas bajas en estaciones del interior, prueba de un clima más continental. Por el contrario, la humedad relativa (figura 3.10.b) muestra una tendencia prácticamente general hacia una asimetría negativa, dando idea de la alta frecuencia de elevados valores de humedad en todas las estaciones

Dentro de este conjunto de resultados es necesario destacar la estación de Tarifa. En ella se registran los rangos de dispersión más bajos, tanto de temperatura, como de humedad relativa (figura 3.10). Estos resultados se explican atendiendo a que se trata de una estación que, tanto por la evolución de estos parámetros, como por el régimen de viento, se encuentra claramente condicionada por su ubicación geográfica, favoreciendo el continuo tránsito de masas de aire de origen marítimo y una mayor homogeneización de los parámetros registrados en ella.

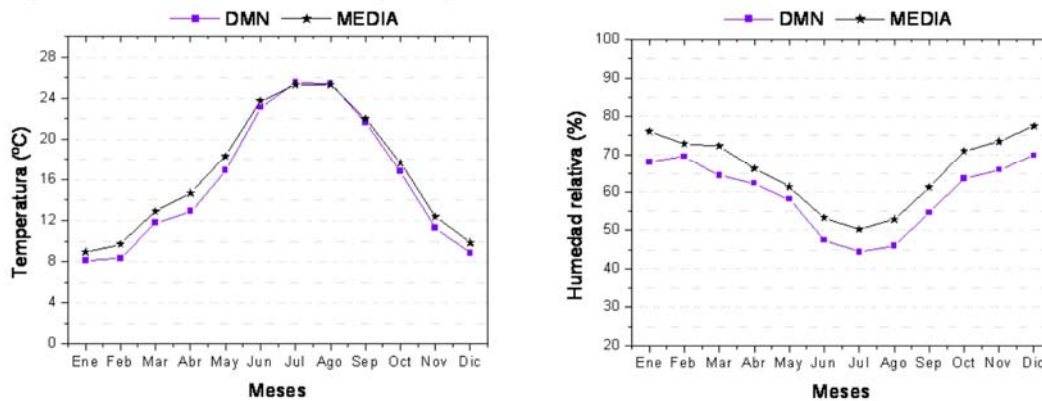
Una vez expuesta esta visión general de la variación espacial que presentan la temperatura y la humedad relativa en la región de estudio, las figuras 3.11 y 3.12 muestran la evolución mensual de ambas variables en cada una de las estaciones. Estos resultados han sido estructurados tomando como referencia cada una de las regiones previamente definidas en Andalucía occidental. La evolución de temperatura y humedad relativa de cada región se encuentra caracterizada por las estaciones que en ella se encuentren ubicadas, permitiendo, paralelamente, la comparativa entre emplazamientos de una misma región.

La comparativa de las evoluciones de temperatura en las estaciones del valle del Guadalquivir (figura 3.11a) pone de manifiesto la evolución térmica similar entre ellas, con un máximo muy marcado durante el periodo central del año. Este comportamiento, sin embargo, varía de una estación a otra respecto a la media total de temperatura calculada para Andalucía occidental. Durante los meses periféricos las estaciones costeras registran valores más elevados, mientras que en el interior los valores térmicos se sitúan por debajo; durante el periodo central se invierte, siendo las interiores las que muestran unos valores promedio superiores al resto, poniéndose de manifiesto la influencia atlántica durante el periodo frío del año sobre el entorno costero, así como el marcado carácter más continental que se experimenta en el interior del valle, con una elevada oscilación térmica durante el año.

a) Zona del valle del Guadalquivir: El Arenosillo (ARE), Puebla del Rio (PUE), La Luisiana (LLU), Córdoba (COR), Linares (LIN).



b) Zona Subbética: Doña Mencía (DMN).



c) Zona de Sierra Morena: El Campillo (CAM), Hinojosa del Duque (HIN).

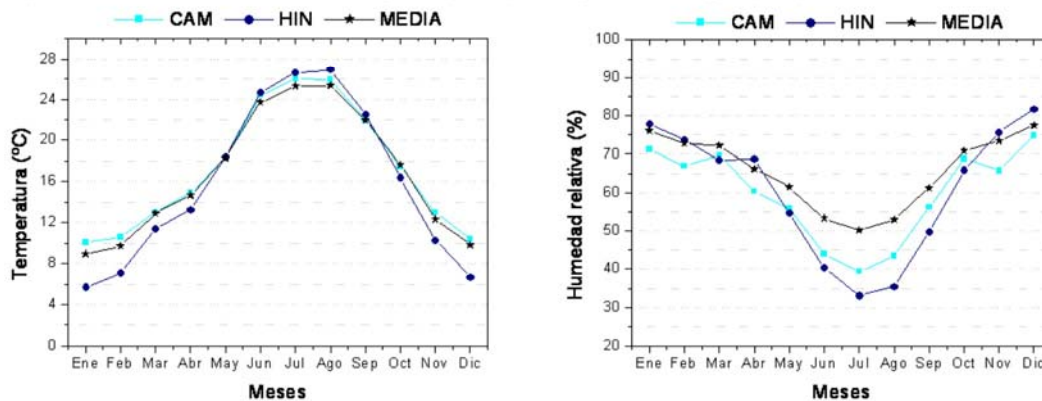


Figura 3.11. Evolución promedio mensual de temperatura y humedad relativa en a) valle del Guadalquivir, b) zona subbética, c) Sierra Morena.

Estas diferencias, principalmente condicionadas por su localización respecto al océano, se marcan con mayor claridad a partir de los resultados mensuales de humedad relativa. En las estaciones más costeras la curva de evolución se mantiene por encima de la media, mientras que el resto de estaciones registran una evolución muy similar, con mínimo durante julio-agosto, permaneciendo por debajo de la media total. Así, mientras que en El Arenosillo existe una mayor similitud entre valores mensuales, en la estación

de Puebla del Río el ciclo es más marcado, presentando el valor mínimo durante la primavera (mayo-junio).

En el interior del valle destaca como en la estación de Córdoba, más alejada de la costa, se registran mayores valores que La Luisiana, más cercana al océano. Este resultado podría justificarse por la peculiar localización de la ciudad de Córdoba, situada en un enclave en el cual la presencia del río Guadalquivir puede favorecer el incremento de los valores medios de humedad relativa.

En la estación de Doña Mencía (figura 3.11b), representativa del Sistema Bético, las evoluciones mensuales presentan una serie de rasgos comunes a algunas de las estaciones situadas en la zona del valle, obteniéndose una evolución mensual de los valores tanto de humedad relativa como de temperatura por debajo del valor promedio total de toda la región. La temperatura durante los meses de invierno y otoño registra valores más distantes, con mínimas de 8 °C, mientras que en primavera y verano se observa una mayor similitud respecto al valor promedio total, alcanzando valores de 24 °C durante julio y agosto. La humedad relativa, a pesar de experimentar una evolución muy similar, muestra unas diferencias que se mantienen prácticamente constantes, alrededor del 5%, con máximo de 70 % durante diciembre y mínimo estival de 45 %.

A partir de los resultados obtenidos en los emplazamientos de El Campillo (CAM) e Hinojosa (HIN) (figura 3.11c), representativas de la región de Sierra Morena, continúa poniéndose de manifiesto, al igual que se mostró en el análisis del campo de viento, la gran variabilidad existente en esta zona por la complejidad orográfica que presenta. Los resultados de temperatura y de humedad presentan una mayor continentalidad en la estación de Hinojosa frente a El Campillo, registrándose en la primera una mayor diferencia entre los extremos mensuales de ambas variables meteorológicas (figura 3.11.c).

En Hinojosa el rango térmico se establece entre los 6 °C y los 27 °C, mientras que en El Campillo entre los 10 °C y los 25 °C. En ambas, la variación mensual de temperaturas sigue una misma evolución, observándose diferencias entre ellas, ya que durante los meses fríos la estación de El Campillo presenta valores térmicos superiores en unos 4 °C, reduciéndose esta diferencia progresivamente durante el año, hasta alcanzar durante el verano valores más elevados en Hinojosa. Además es observable como la evolución mensual de temperaturas en El Campillo siempre se encuentra por encima de la media de la región, mientras que en Hinojosa es inferior durante el invierno y el verano.

Por el contrario, la evolución mensual de humedad relativa en ambos emplazamientos es sistemáticamente menor que los valores medios totales, registrando un mayor rango de valores en la estación de Hinojosa, estableciéndose entre un 80% y 35 %, por los 75% y 40 % de la estación de El Campillo. Hinojosa registra valores superiores a El Campillo durante los meses fríos, mientras que en los meses cálidos presenta valores más bajos de humedad relativa respecto a ésta última.

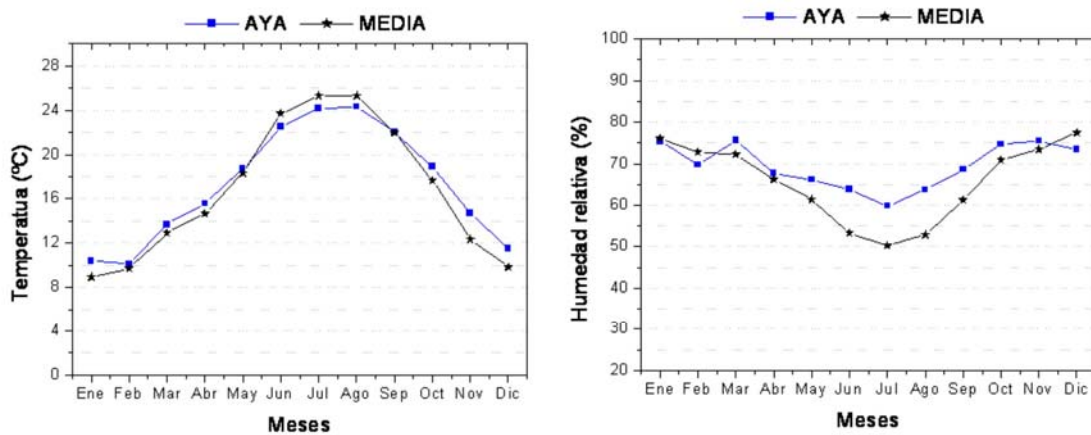
Los resultados obtenidos en la estación de Ayamonte (figura 3.11d), empleada como representativa de la zona occidental de la provincia de Huelva, presentan una similitud elevada respecto a los observados en las estaciones costeras próximas, como El Arenosillo. La lógica influencia marina se ve reflejada en la evolución mensual de temperatura y humedad relativa, experimentando variaciones intermensuales propias de los emplazamientos costeros.

Esta zona del oeste de Andalucía occidental registra valores térmicos por encima de la media total durante los meses fríos del año, siendo más baja durante los meses centrales de junio a agosto, situándose su variación en un rango de 14 °C, entre los 10 °C y los 24 °C. Esta evolución se debería a la fuerte influencia marina, favoreciendo temperaturas más altas durante el invierno al ser más cálido, mientras que durante el verano, su mayor enfriamiento, suaviza las altas temperaturas veraniegas. Por su parte, la humedad relativa permanece de forma continuada en valores superiores a la media, no sobrepasando el 60 % de valor mínimo, no experimentando una elevada variación entre valores mensuales y registrando al igual que el resto de estaciones costeras valores más bajos durante el verano que en el invierno u otoño debido a la constante influencia atlántica.

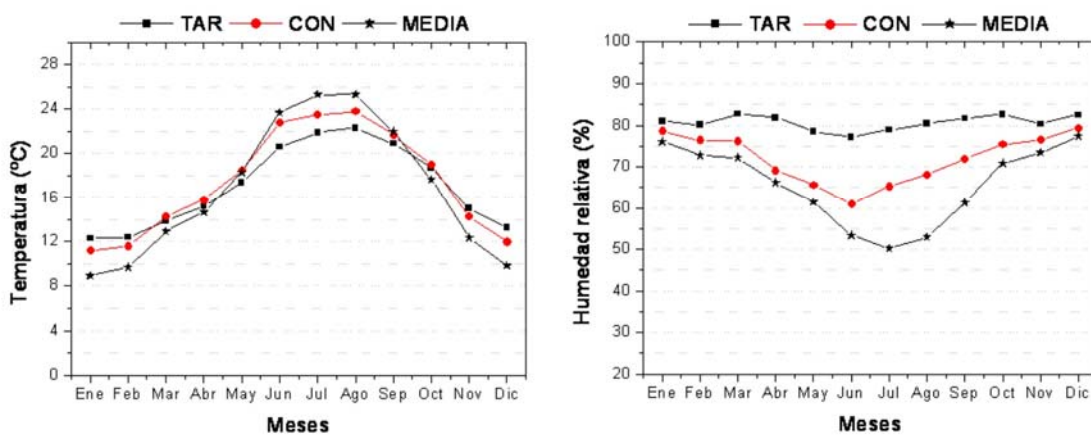
En la zona del estrecho de Gibraltar (figura 3.11e), las diferencias que se observan en los resultados obtenidos de las estaciones utilizadas como representativas de esta zona, Tarifa (TAR) y Conil de la Frontera (CON), hacen que pueda resaltarse el especial carácter térmico y de humedad relativa de esta zona en relación con el resto de regiones identificadas.

En la estación de Tarifa se registran valores de temperatura mínimos por encima de la media y máximos superiores a ésta, al igual que en el resto de estaciones costeras, aunque registrando durante los meses centrales una intensidad mucho menor de lo observado en este tipo de emplazamientos. La evolución de humedad relativa registra una variación mucho menos acusada entre los máximos y mínimos, permaneciendo siempre en valores muy cercanos al 80 %.

d) Zona occidental de Huelva: Ayamonte (AYA).



e) Zona del estrecho de Gibraltar: Tarifa (TAR), Conil de la Frontera (CON).



f) Emplazamientos en altura: Grazalema (GRA), Chiclana de Segura (CHI).

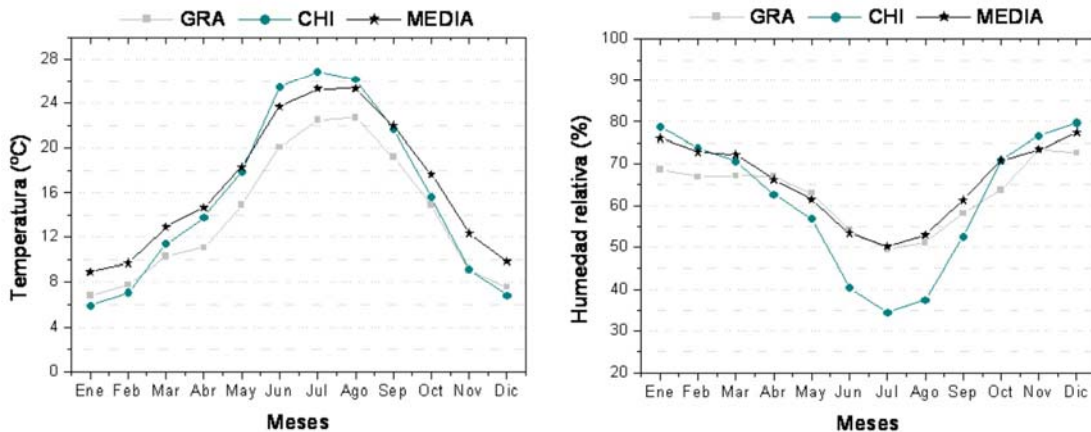


Figura 3.11. (continuación) Evolución promedio mensual de temperatura y humedad relativa en d) oeste de la Huelva, e) estrecho de Gibraltar, f) estaciones de altura.

Esta clara distinción, respecto al resto de estaciones, viene marcada de forma clara por su ubicación en una zona de constante tránsito de masas de aire marítimas, permitiendo una mayor regulación y uniformidad tanto de temperaturas como de humedad relativa, pudiéndose clasificarse como un área independiente del resto de estaciones litorales.

Por el contrario, en la estación de Conil de la Frontera se aprecian rangos térmicos y de humedad relativa en el aire más próximos al resto de emplazamientos costeros, tipo El Arenosillo o Ayamonte, aunque observándose rasgos que identifican la influencia de la proximidad del estrecho de Gibraltar. Esta estación presenta una variación mensual más intensa de temperatura, observándose una diferencia respecto a la media total del área de estudio mucho más acusada que en otros puntos litorales. Su distanciamiento del estrecho se ve reflejado con mayor intensidad en la evolución mensual de la humedad relativa, observándose una curva mensual mucho más marcada, así como más intensa que la obtenida para Tarifa, estableciéndose un mayor contraste entre meses, con mínimo durante junio y máximo durante los meses más fríos del año.

Para caracterizar los valores térmicos y de humedad relativa de las estaciones de altura (figura 3.11e) se han seleccionado Grazalema (GRA) y Chiclana de Segura (CHI), a modo de ejemplo, por su ubicación en los extremos del área estudiada.

Este grupo de estaciones se diferencian del resto, principalmente, por registrar valores de temperatura más bajas que el resto de estaciones, aunque no de forma continuada durante el año, ya que mientras en Grazalema se mantienen las temperaturas por debajo de la media durante todo el año, en la estación de Chiclana de Segura durante los meses cálidos los registros térmicos son superiores a la media y por encima de los 4 °C de diferencia respecto a Grazalema. En ambas se observa una tendencia general a presentar una curva de evolución de humedad relativa por debajo de la media (figura 3.11e). Ésta se muestra similar a las obtenidas en las estaciones situadas en el interior del valle, aunque presentando un descenso más brusco hacia los meses centrales, motivado por la menor influencia que sobre ellas tienen las masas de aire marítimas.

Este análisis de la variación temporal de los resultados de temperatura y humedad relativa ha permitido observar que la temperatura registra una menor variabilidad mensual entre emplazamientos frente a las mayores diferencias observadas respecto a la humedad relativa. La comparativa con la evolución media total de toda la región ha permitido identificar a los emplazamientos del interior del valle, como Córdoba y Linares, como aquellos más cálidos durante el verano, en contraposición con los resultados más fríos registrados en Tarifa durante ese mismo periodo, por debajo incluso de los obtenidos para los emplazamientos en altura. Por el contrario, los registros más bajos durante el invierno son obtenidos en las estaciones de altura, predominando en todos los demás emplazamientos temperaturas superiores a la media total durante este periodo.

Esta misma comparativa respecto a los resultados de humedad relativa ha permitido observar que, con la excepción de los emplazamientos costeros, los registros en el resto de estaciones tienden a ser inferiores a los valores marcados por el ciclo medio total, especialmente durante la época cálida del año como consecuencia de la menor influencia marítima.

3.6. Conclusiones.

En este capítulo se han mostrado los resultados obtenidos a partir del análisis de las series temporales de dirección y velocidad del viento, de temperatura y de humedad relativa del periodo 2000-2007, para la caracterización meteorológica del área de estudio.

Las series meteorológicas utilizadas ha sido obtenidas de la base de datos CLIMA, gestionada por la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía, se ha realizado un proceso de selección de redes y de estaciones meteorológicas, que ha permitido obtener una base de datos adecuada. Este proceso de selección ha reducido el número inicial de 96 a 35 emplazamientos, pertenecientes tanto a la red de estaciones automáticas de la AEMET como a la red RIA gestionada por la I.F.A.P.A. Así mismo, la aplicación de controles de calidad a las series temporales utilizadas y su elevada cobertura temporal garantiza una adecuada representatividad de la realidad meteorológica de la región de estudio.

El análisis de las rosas de viento, tanto anuales como estacionales de los 35 emplazamientos ha permitido la identificación de cinco zonas con un régimen de viento distinto: valle del Guadalquivir, Sierra Morena, Sistema Bético, zona occidental del Huelva y estrecho de Gibraltar. Así mismo, se ha establecido un sexto grupo formado por aquellas estaciones que se encuentran situadas en cotas elevadas. De este estudio también se extrae la influencia que el valle del Guadalquivir ejerce sobre el campo de vientos de Andalucía occidental, ya que rasgos comunes a su dinámica, predominante a lo largo del eje suroeste-nordeste, han sido observados en las zonas colindantes a él. Estas zonas limítrofes presentan direcciones privilegiadas propias en combinación con aquellas propias del valle que se observan en periodos concretos del año.

Los resultados obtenidos del análisis de cajas para la temperatura y humedad relativa muestra una escasa variación térmica, con valores promedio entre los 13 y 17 °C en toda el área de estudio. Esta elevada homogeneidad térmica, pese a la gran extensión espacial

considerada, da importancia de la presencia del valle del Guadalquivir como canal natural de comunicación entre zonas costeras y del interior, fomentando la no existencia de grandes gradientes térmicos.

Los resultados de humedad relativa están lejos de mostrar una elevada homogeneidad, observándose una variación espacial de los valores medios entre el 85 % y el 55 %. Esta mayor diferencia, obviamente, se debe claramente a la influencia que tiene el océano Atlántico sobre cada una de ellas, registrándose una progresiva disminución desde entornos costeros hasta zonas del interior, atenuada, no obstante, por la presencia del valle del Guadalquivir.

CAPÍTULO 4

IDENTIFICACIÓN DE ESCENARIOS METEOROLÓGICOS TÍPICOS: ESTUDIO DE MASAS DE AIRE Y SITUACIONES SINÓPTICAS

4.1. Introducción.

Una vez conocidas las características más relevantes que presenta la zona de estudio, referentes al campo de viento, temperatura y humedad relativa, en este capítulo se da un paso más en su descripción meteorológica mediante el estudio y caracterización de las masas de aire incidentes sobre Andalucía occidental, tomando como referencia un periodo de 11 años, comprendido entre 1997-2007.

Este análisis está basado en el cálculo de retrotrayectorias utilizando el modelo “Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory”, version 4 (HYSPLIT). Se tiene como objetivos principales la clasificación y caracterización de las masas de aire incidentes sobre Andalucía occidental, así como la posterior identificación del posible conjunto de situaciones sinópticas asociada a cada tipología de masa de aire. La consecución de estos objetivos, permitirá, paralelamente, tanto la creación de una base de datos de retrotrayectorias útil para futuros estudios atmosféricos, como la determinación de aquellas configuraciones isobáricas más influyentes sobre el área de estudio.

Con este propósito el capítulo ha sido estructurado en las siguientes secciones: inicialmente se realiza una descripción del modelo HYSPLIT, detallándose, tanto la metodología empleada en el cálculo de las retrotrayectorias, como la aplicación de una técnica estadística para la agrupación de las mismas, conocida como “cluster”. En este mismo apartado se muestra la validación realizada de la información meteorológica empleada en el cálculo de las trayectorias, así como los resultados obtenidos de estudiar la representatividad y validez de los futuros resultados (Hernández-Ceballos et al., 2011).

Posteriormente se muestra la variabilidad anual y estacional, la variación en altura y las propiedades termodinámicas (temperatura potencial y humedad específica) de cada una de las diferentes tipologías de masas de aire identificadas sobre el entorno costero (Hernández-Ceballos et al., 2011). Una vez caracterizadas sobre este entorno, este capítulo concluye con la identificación de las situaciones sinópticas más representativas que se encuentran asociadas a la llegada de cada tipología de masa de aire observada.

4.2. Modelo HYSPLIT: Validación de ficheros meteorológicos y obtención de retrotrayectorias.

Las retrotrayectorias permiten conocer el recorrido que una masa de aire ha realizado durante un intervalo de tiempo anterior hasta su llegada a un punto determinado. Su representación permite un mejor conocimiento sobre las características generales del conjunto de las masas de aire que afectan a un área, tales como su origen, tipo de recorrido o altura de circulación (Miller, 1981). Debido a la gran información que proporcionan, su cálculo se ha convertido en una herramienta complementaria ampliamente utilizada en estudios de calidad del aire: transporte y origen de contaminantes (Sánchez-Ccoyllo et al., 2006; Borge et al., 2007; Davis et al., 2010; Dueñas et al., 2011; Lozano et al., 2011), transporte de pólenes (Stach et al., 2007; Smith et al., 2008) o de aerosoles (Petzold et al., 2009).

En la actualidad existen diferentes modelos meteorológicos que permiten el cálculo de retrotrayectorias, pudiendo mencionarse, entre otros, los modelos HYSPLIT (Draxler y Hess, 1998; Draxler et al., 2009) y FLEXPART (Stohl et al., 1998a, Stohl, 2006; De Foyee et al., 2006). En este trabajo se ha optado por utilizar el modelo HYSPLIT, desarrollado por la NOAA's Air Resources Laboratory (ARL), justificándose su elección por su amplia utilización, lo que ha permitido un alto grado de validación (Weiss-Penzias et al., 2004; Lyamani et al., 2006; Yu et al., 2009).

4.2.1. Validación de ficheros meteorológicos FNL-GDAS.

Para el cálculo de las retrotrayectorias diarias correspondientes al periodo 1997-2007, se ha utilizado como información meteorológica de entrada los ficheros meteorológicos FNL, desde el año 1997 hasta el 2006, y GDAS para el año 2007. Ambas fuentes de información meteorológica son generadas a partir del modelo global GDAS (Global Data Analysis System), ejecutado cuatro veces al día, a las 00, 06, 12 y 18 UTC. Ambos ficheros se caracterizan por disponer de una cobertura total del hemisferio norte, permitiendo con ello la caracterización del transporte de masas de aire de mediano y largo alcance. Sin embargo, entre ellos existen diferencias asociadas a la cobertura temporal y espacial de la información meteorológica que contienen.

Los archivos FNL poseen información meteorológica cada 6 horas, con una resolución espacial de 191 km e información vertical dividida en 13 niveles de presión, con cinco niveles por debajo de los 500 hPa, mientras que los ficheros GDAS presentan la

información meteorológica con una resolución temporal de 3 horas, y una espacial de $1^\circ \times 1^\circ$ en latitud y longitud (aproximadamente 111 km), distribuida en 23 niveles de presión verticales, con doce de ellos por debajo de los 500 hPa.

Debido a la resolución espacial que tienen los ficheros meteorológicos de entrada, el proceso de interpolación empleado en el cálculo de las retrotrayectorias podría reportar un incremento en la incertidumbre de su representatividad, aumentando también ésta, en el caso de que la altura seleccionada como referencia se encuentre cercana a la superficie. De esta forma el conjunto de retrotrayectorias no sería representativo de la verdadera realidad asociada a las masas de aire sobre una zona determinada.

Con el objetivo de validar la información meteorológica contenida en los ficheros de entrada utilizados en este trabajo, FNL y GDAS, y conocer el grado de fiabilidad de los datos empleados en el cálculo de las trayectorias, se ha realizado un estudio comparativo entre esta información meteorológica de partida y la obtenida a partir de 45 sondeos meteorológicos en la estación de El Arenosillo.

Con este objetivo fueron comparados los datos de dirección y velocidad del viento en cuatro niveles (200 m, 800 m, 1500 m y 3000 m), así como la totalidad de los perfiles verticales de temperatura. Los niveles de 200 y 800 m han sido considerados debido a que el nivel de 500 m no es una medida directa en los ficheros FNL. Debido a la no correlación entre la resolución temporal de los ficheros FNL (6 horas) y GDAS (3 horas) y las horas en que se llevaron a cabo los sondeos, se seleccionaron de los ficheros aquellas series de datos más próximas a la correspondiente hora de lanzamiento de los sondeos, no existiendo una diferencia horaria superior a dos horas en ninguno de los casos.

La figura 4.1a muestra los resultados correspondientes al cálculo de la mínima distancia angular entre las direcciones de viento. El cálculo de esta distancia permite conocer la menor diferencia angular existente entre dos ángulos (θ, φ), y en este caso, proporciona información sobre el grado de aproximación existente entre el valor de dirección del viento observado y el contenido en los ficheros meteorológicos. La distancia angular ha sido calculada a partir de la ecuación 4.1 (Farrugia et al., 2009), con el propósito de eliminar la diferencia que se produce entre valores próximos a 0° y 360° .

$$\Delta(\theta, \varphi) = 2 \tan^{-1} \{ \tan[0.5(\theta - \varphi)] \} \quad (4.1)$$

donde θ, φ son los ángulos comparados en radianes.

Los resultados muestran como la distancia angular de separación entre pares de direcciones se establece, principalmente, en un rango entre los 45° y -45° , siendo muy pequeño el número de valores que se aproximan a estos máximos, ya que la gran mayoría de éstos presentan diferencias de no más de 15° . La figura 4.1b presenta la correlación lineal obtenida con los datos de velocidad del viento en cada una de las alturas consideradas. Para los datos de velocidad del viento se ha calculado el coeficiente de determinación (R^2), obteniéndose un valor total de 0,46. Este valor representa la no existencia de una elevada correlación lineal entre ambas variables, dentro del rango establecido $0 < R^2 < 1$. No obstante, es necesario tener en cuenta que se trata de una variable muy “inestable”, a lo que se le une, en este caso concreto, la diferencia horaria existente entre cada uno de los pares de valores comparados. Por esta serie de motivos este valor puede considerarse como aceptable.

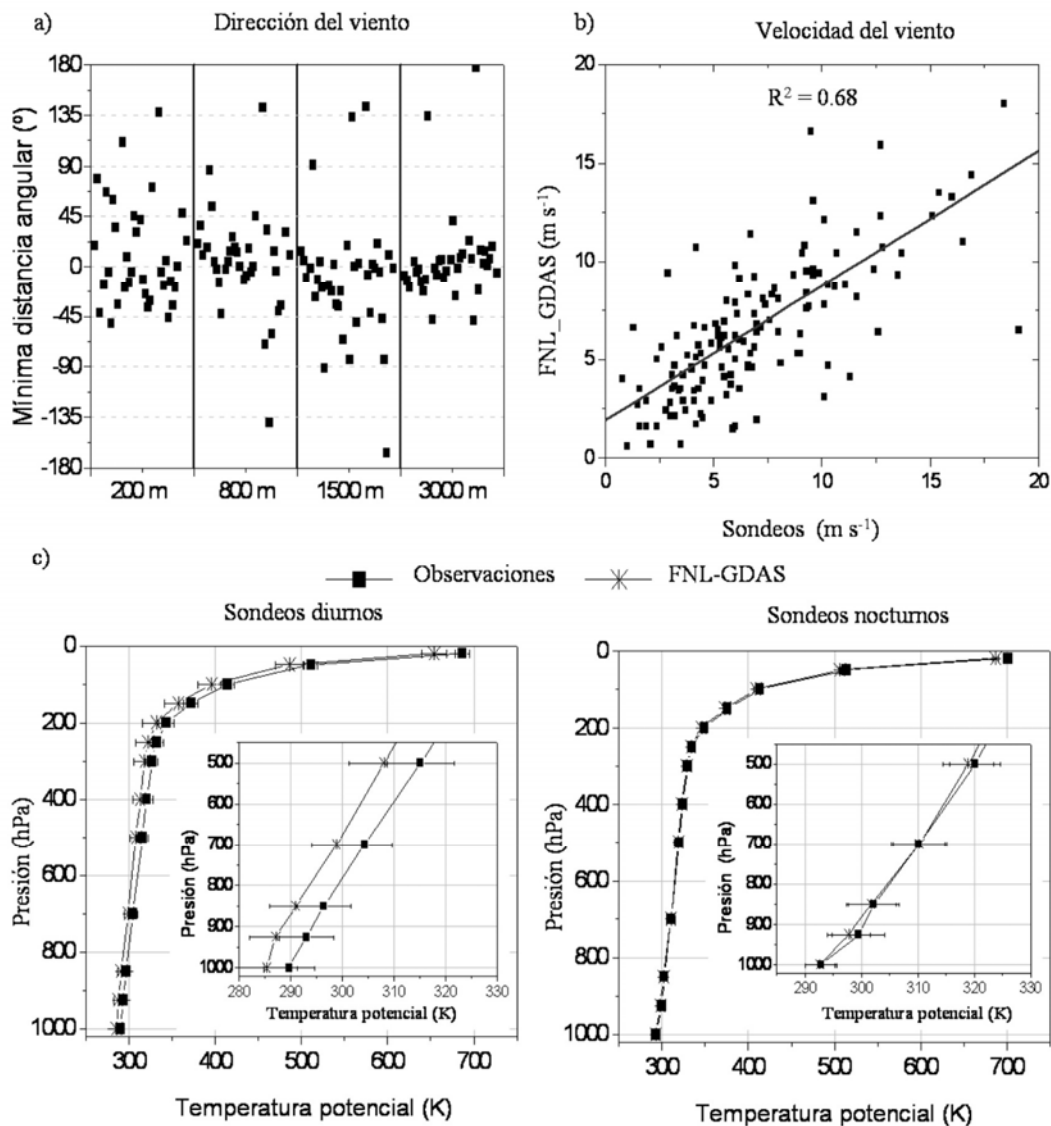


Figura 4.1. Comparativa entre la información meteorológica de los ficheros FNL-GDAS con la obtenida de los sondeos realizados en El Arenosillo, a) dirección del viento, b) velocidad del viento y c) perfiles de temperatura potencial.

De forma conjunta se observa que existe una mayor correlación entre las observaciones y los datos procedentes de los ficheros meteorológicos con el aumento de la altura vertical de referencia. Así, respecto a la dirección del viento, las mayores diferencias son observadas en los dos primeros niveles de 200 m y 800 m, siendo las separaciones angulares entre pares de valores más cercanas a los 0 ° en los niveles superiores. Mientras, para la velocidad del viento, el cálculo por separado de los coeficientes de correlación a 800 m y 3000 m, dieron como resultado valores similares, 0,72 y 0,78 respectivamente. Estos resultados son esperables al existir una mayor homogeneidad en los flujos de aire conforme se incrementa la altura de referencia, al minimizarse la influencia de las características orográficas y de los fenómenos de turbulencia superficial.

La figura 4.1c muestra el resultado obtenido de comparar el valor medio de la variación vertical de la temperatura potencial entre los 45 sondeos meteorológicos y la información de los archivos FNL-GDAS, dividiéndose los perfiles en periodo diurno (7-19 UTC) y nocturno (20-6 UTC). Para ello, se han utilizado los trece niveles sigma de presión que disponen los ficheros FNL. Así mismo se muestran con detalle los resultados obtenidos para los niveles atmosféricos más cercanos a la superficie.

Esta comparativa revela la existencia de una elevada similitud entre los resultados experimentales y las observaciones, siendo ésta mayor durante el periodo nocturno, frente al diurno, y en niveles más próximos a la superficie. Este resultado refleja como a pesar de que la parte baja de la atmósfera presenta mayores variaciones térmicas durante el día, los ficheros meteorológicos representan fielmente estas diferencias entre capas.

De esta forma, y a partir de los resultados obtenidos de este estudio, se pone de manifiesto la fiabilidad de la información meteorológica contenida en los ficheros FNL-GDAS sobre la estación de El Arenosillo y, por tanto, se garantiza una óptima representatividad de cada una de las retrotrayectorias sobre el entorno costero de la región de estudio.

4.2.2. Cálculo de retrotrayectorias y técnica cluster.

Tanto los ficheros FNL como GDAS ambos destacan por contener información sobre la evolución de la componente vertical del viento. Por este motivo las retrotrayectorias cinemáticas (3D) fueron calculadas utilizando un modelo vertical de desplazamiento, que permite obtener mayor exactitud en la definición del recorrido realizado por una

masa de aire frente a la obtenida por otros métodos, implementados también en el modelo HYSPLIT, como el isobárico o el isentrópico (Stohl, 1998b).

El conjunto total de retrotrayectorias del periodo 1997-2007 está formado por retrotrayectorias diarias calculadas a las 12:00 UTC y con un recorrido previo de cinco días (120 horas), ya que el objetivo de este trabajo es la representación del desplazamiento de flujos sinópticos y no la realización de un estudio de su variabilidad diaria. El posible error de cálculo asociado a cada una de ellas, al utilizar esta elevada cobertura temporal (Stohl, 1998b), es minimizado por el número elevado de trayectorias empleadas en este trabajo. Además, con el fin de conocer el tipo de masas de aire que circulan en la Capa Límite Atmosférica (ABL) y en la troposfera libre de forma simultánea, cada trayectoria diaria fue calculada a tres alturas diferentes: 500 m (interior de la PBL), 1500 m (considerándose de forma aproximada como el límite de la ABL) y 3000 m (en la troposfera libre).

Debido a la elevada cantidad de información generada en este tipo de estudios meteorológicos es usual la utilización de técnicas de agrupación, también conocidas como técnicas “cluster”, con el fin de simplificar y comprender más fácilmente este gran volumen de información. Este tipo de técnicas son empleadas para minimizar la subjetividad de las agrupaciones obtenidas aunque, debido a la multitud de métodos clusters que existen en la actualidad, no hay definido un método único para cada caso de aplicación.

Para llevar a cabo el agrupamiento de las masas de aire, el modelo HYSPLIT posee una herramienta que permite realizar agrupaciones, basándose tanto en las variaciones de la varianza total entre cluster (TSV, “Total Spatial Variance”), como en la varianza entre cada uno de los elementos que los componen (SPVAR, “Spatial Variance”) (Draxler et al., 2009). Para cada agrupación de pares de trayectorias, se calcula el valor de los índices SPVAR y TSV. El procedimiento de agrupación consiste en unir pares de trayectorias o cluster que provoquen el mínimo incremento de ambos índices, manteniéndose las uniones que se realicen intactas durante todo el proceso y, por tanto, reduciéndose el número de trayectorias o cluster en una unidad en cada paso. El proceso finaliza cuando se forma un único cluster en el que se engloban todas las trayectorias iniciales.

En este caso concreto, el centro del cluster o centroide representa la trayectoria promedio resultante de todas aquellas que han sido consideradas similares y que han sido agrupadas conjuntamente en un mismo grupo. Se conoce como número óptimo de

cluster a aquel conjunto de clusters que mejor resuma la variabilidad, en la incidencia de masas de aire durante un periodo determinado.

Una vez que todas las trayectorias han sido agrupadas, la determinación del número óptimo de clusters está basado en la variación porcentual que ha experimentado el índice TSV respecto al número de cluster (Stunder, 1996). En las primeras interacciones el valor del TSV se incrementa, mostrando a continuación una pequeña meseta de valores durante las agrupaciones intermedias. El proceso finaliza con un rápido y repentino incremento, representativo de que las uniones que se están realizando se establecen a partir de elementos que son diferentes entre sí. A modo de ejemplo, en la figura 4.2a se muestra la evolución del proceso durante las últimas 30 etapas para la serie anual del 2005 con trayectorias calculadas a una altura de 1500 m.

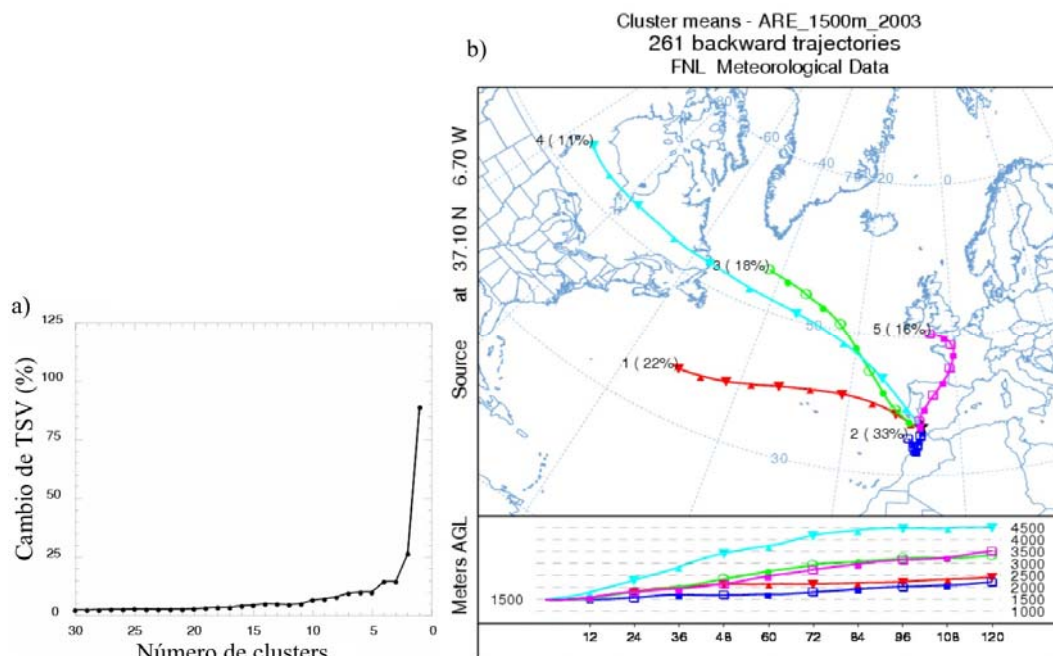


Figura. 4.2. a) Variación de la varianza total entre clusters (TSV) durante las últimas 30 etapas, correspondientes a las trayectorias calculadas a 1500 m en el año 2005, en la cual se emplearon un total de 250 trayectorias. b) Recorrido de los centros de los cluster obtenidos para las mismas trayectorias empleadas en a).

En este trabajo, con el fin de seleccionar el número óptimo de clusters, y a partir de estudios previos realizados en el ámbito de la Península Ibérica (Jorba et al., 2004; Toledano et al., 2009), se ha establecido un rango del número de cluster óptimo entre 4 y 10. Dentro de este rango, y utilizando la relación entre el índice TSV y el número de cluster (Figura 4.2a), se ha seleccionado como número óptimo aquel que estuviera asociado con la primera variación porcentual del índice TSV superior al 40 % dentro de este rango. Es decir, el proceso de agrupación se da por finalizado cuando la diferencia que se establece entre dos etapas sucesivas de agrupamiento de clusters supera este valor. Con ello se pretende limitar al máximo la unión de dos cluster muy diferentes

entre sí, que repercuta en la posterior interpretación de los resultados. En el caso de que esta variación no se estableciese en el rango de clusters definido, se seleccionaría como número óptimo aquel que estuviera ligado a la mayor variación del TSV dentro de ese rango.

Una vez establecido el número óptimo de clusters, el modelo HYSPLIT proporciona el recorrido promedio de cada uno de los clusters formados (centroides), mostrándose su desplazamiento tanto en la horizontal como en la vertical, permitiéndose además conocer el porcentaje total de ocurrencia de cada centro de cluster durante el periodo total que se haya considerado. A modo de ejemplo se muestra en la figura 4.2b el recorrido y la frecuencia que poseen los centros de los clusters correspondientes al conjunto de trayectorias calculadas a 1500 m para el año 2005.

4.2.3. Validación cluster.

La determinación de las diferentes regiones de procedencia de masas de aire se ha realizado a partir de figuras similares a la figura 4.2b. No obstante, la elevada resolución horizontal de los ficheros FNL (191 km) puede llevar a una cierta inexactitud espacial en la definición de las mismas, en los casos en que se encuentren próximas al punto final de referencia. Por esta razón y con el objetivo de conocer el grado de exactitud de estos resultados, se han comparado los resultados clusters de aquellas trayectorias calculadas con FNL con los obtenidos utilizando los ficheros GDAS, los cuales poseen una resolución de 111 km. Para ello se ha escogido el año 2006 como referencia al estar disponibles simultáneamente ambas fuentes de información meteorológica.

Atendiendo a la naturaleza comparativa de este estudio, se ha seleccionado como referencia el número de clusters óptimos obtenidos mediante los ficheros FNL, forzando al modelo al mismo número de clusters al emplear los ficheros GDAS. La figura 4.3 muestra los resultados obtenidos, tanto de circulación horizontal, como vertical, en la estación de El Arenosillo correspondientes a cada uno de los seis cluster identificados para el año 2006, calculados con FNL y GDAS a una altura de 500 m. Se ha tomado esta altura ya que es la más próxima a la superficie y, por tanto, en la que se puede generar una mayor incertidumbre entre los resultados.

En la figura 4.3 se observa una elevada similitud entre el recorrido horizontal de cada uno de los clusters obtenidos con FNL y con GDAS, siendo esta homogeneidad notable en las circulaciones con una región de procedencia cercana a la Península Ibérica. El

desarrollo y desplazamiento vertical de cada uno de los clusters es también muy similar entre uno y otro, estableciéndose su altura de partida entre 1000 m y 2000 m.

Únicamente se observa una divergencia entre los resultados asociada a un cluster con origen Atlántico, el cual muestra una circulación procedente del sur si se utilizan los ficheros FNL, y del norte si se emplean los GDAS. No obstante en ambos casos se obtiene una región de procedencia similar, así como una circulación eminentemente atlántica, como se puede constatar en la figura 4.3, ambos poseen una velocidad de desplazamiento, y por tanto una distancia recorrida muy similar, hacen que esta diferencia puede ser minimizada.

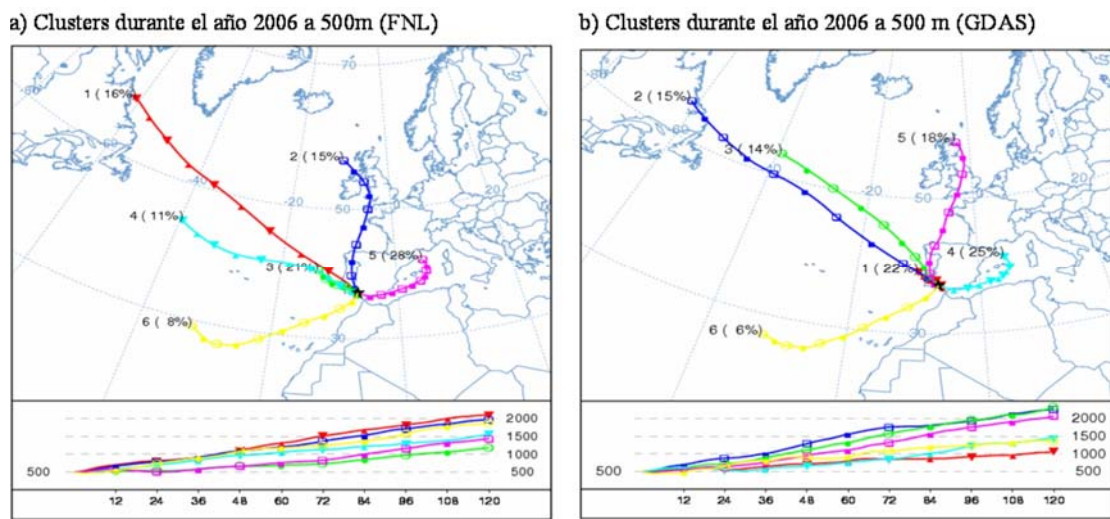


Figura 4.3. Desplazamiento horizontal y vertical de los seis clusters del año 2006 a 500 m sobre la estación de El Arenosillo mediante retrotrayectorias de 5 días, utilizando los ficheros meteorológicos a) FNL y b) GDAS.

Este mismo proceso comparativo se ha llevado a cabo también en el resto de niveles verticales, 1500 m y 3000 m, mostrando los resultados la existencia de una clara homogeneidad entre los desplazamientos de clusters obtenidos mediante la aplicación de ambos ficheros meteorológicos. De esta forma, y a partir del conjunto total de resultados obtenidos en este análisis comparativo, se pone de manifiesto la fiabilidad de la información meteorológica contenida en los ficheros FNL-GDAS, garantizándose una óptima representatividad de los resultados clusters y, por tanto, de la definición de las regiones de procedencia de masas de aire sobre Andalucía occidental.

4.3. Caracterización de masas de aire sobre el suroeste de la Península Ibérica.

Los resultados que a continuación se muestran han sido obtenidos seleccionando como referencia la Estación de Sondeos Atmosféricos “El Arenosillo” (ESAt) (Capítulo 3), perteneciente al Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA). Su localización en el entorno costero y su ubicación en las cercanías de la desembocadura del valle del Guadalquivir, hacen que sea un emplazamiento idóneo en la detección de masas de aire que inciden sobre Andalucía occidental. Este hecho, unido a su amplia base de datos meteorológica, formada tanto por observaciones en superficie como por sondeos meteorológicos, permite catalogarla como una localización idónea para este tipo de estudios de masas de aire.

4.3.1. Definición de regiones de procedencia.

Se han calculado un total de 3930 retrotrayectorias diarias, con un 98 % de disponibilidad durante el periodo 1997- 2007, en cada uno de los tres niveles: 500 m, 1500 m y 3000 m. Sin embargo, la resolución espacial de los datos meteorológicos de entrada, FNL y GDAS, 191 km y 111 km respectivamente, hacen que el modelo HYSPLIT no tenga la suficiente resolución horizontal para reproducir circulaciones atmosféricas con un escaso desarrollo espacial. Este hecho derivó en la eliminación de aquellas retrotrayectorias representativas de jornadas en las que se detectó el desarrollo de procesos mesoescalares sobre la zona de estudio.

Al ser una zona costera y con el fin de evitar una distorsión de los resultados obtenidos en el proceso de agrupamiento cluster, se eliminaron aquellas retrotrayectorias diarias representativas de jornadas en las que se hubiera observado el desarrollo del régimen de brisas. Para la identificación de este tipo de circulaciones se procedió al análisis de las series temporales de dirección y velocidad del viento sobre el Arenosillo, aplicando los criterios recogidos expuestos en Adame et al. (2010).

En la tabla 4.1 se presenta el porcentaje anual de días de brisa sobre el área de estudio y, por tanto, el porcentaje de retrotrayectorias no consideradas. En general, este número de días es superior al 20 %, siendo mayor durante los meses de primavera y verano, confirmándose de este modo los resultados obtenidos en Adame et al. (2010). El mayor porcentaje corresponde al año 2004 con un 37 % mientras que en 1997 sólo se registró un 18 %.

En esta misma tabla se muestra el número anual de retrotrayectorias utilizadas en cada una de las alturas tras aplicarse el proceso de eliminación de días de brisa. A pesar de esta reducción se mantiene un elevado número de ellas, garantizándose de esta forma la representatividad de los resultados que se obtengan. El número total de retrotrayectorias considerado en el periodo 1997-2007 es de 2942 en cada una de las tres alturas verticales de referencia, con un valor medio anual de 267 trayectorias y un rango de variación entre las 291 de 2001 y las 232 correspondientes a 2007.

Tabla 4.1. Porcentaje anual de días de brisa, número y porcentaje de trayectorias utilizadas cada año y número óptimo de cluster obtenido.

Año	% brisas	Número (%)	Número óptimo de clusters		
			500 m	1500 m	3000 m
1997	18	266 (70 %)	6	8	7
1998	19	287 (77 %)	8	7	9
1999	21	289 (79 %)	10	8	7
2000	22	278 (75 %)	9	10	6
2001	20	291 (79 %)	8	7	6
2002	23	281 (73 %)	6	7	8
2003	28	261 (72 %)	8	5	8
2004	37	232 (63 %)	9	6	6
2005	32	250 (68 %)	8	10	5
2006	25	272 (75 %)	6	7	5
2007	31	235 (62 %)	5	7	5

Una vez aplicado a cada conjunto anual de trayectorias el procedimiento cluster presentado en la sección 2 de este capítulo, en la tabla 4.1 se muestra el número óptimo de clusters anual obtenido en cada altura. Estos valores muestran la variación que experimenta el número óptimo de cluster anual y en altura. Se observa que existe una elevada variabilidad interanual en el número de clusters, aunque no es posible establecer la existencia de ninguna tendencia, ni tampoco entre las diferentes alturas. Este comportamiento parece modificarse en los últimos tres años en favor del nivel de 1500 m, en el que se obtiene el número máximo de clusters, aunque debido al escaso periodo en el que se observa, no es posible hablar de una tendencia clara.

A partir de estos mismos resultados se observa que no hay ningún nivel vertical que presente un número óptimo de cluster superior al resto de forma constante, alternándose el número máximo de cluster anual en cualquiera de las tres alturas. Tomando como referencia el número de cluster óptimo más repetido en cada uno de los niveles, sí se puede identificar una tendencia a reducir éste conforme la altura es incrementada. En 500 m se repite cuatro veces un número de ocho clusters, en 1500 m el número más repetido es siete con cinco repeticiones, mientras que, en 3000 m con seis y cinco clusters se obtiene tres años cada uno. Este resultado es asumido como lógico, debido a la mayor influencia que la circulación zonal del oeste posee sobre el desplazamiento de

masas de aire al incrementarse la altura de referencia, provocando una mayor homogeneización de los flujos.

La visualización del desplazamiento horizontal que muestran los centros de los clusters para cada año ha permitido identificar una serie de regiones de procedencia de masas de aire, siendo considerada cada una de ellas como el área en la que la masa de aire se encuentra 120 horas (5 días) antes de su llegada a El Arenosillo. De esta forma se ha podido establecer una clasificación de ocho regiones de procedencia principales, válida para cada una de las alturas (figura 4.4). Además, se ha calculado la frecuencia total por sectores de procedencia de masas de aire durante el periodo 1997-2007, para cada una de las tres alturas.

Sin embargo, debido al elevado intervalo latitudinal y longitudinal de algunas de esas regiones, se ha considerado oportuno crear una serie de subgrupos, estableciéndose en 13 las regiones de procedencia. En la figura 4.4 se presenta la denominación empleada para cada tipología de masa de aire.

Se observa que la mayor variabilidad espacial se presenta en las masas de aire procedentes de América del norte (NA) con origen, tanto en Estados Unidos, como en Canadá. Debido a la gran distancia recorrida en cinco días, este tipo de circulaciones pueden ser denominadas como advecciones rápidas del oeste, observándose cómo incrementan su frecuencia conforme se incrementa la altura de referencia, pasando de un 9.8 % a un 22 %.

En esta región se han identificado tres tipologías diferentes de masas de aire. La primera de ellas se ha denominado costa oeste (NAW), la cual está situada en la zona más distante de la Península Ibérica, más allá de los 110 °W, pudiendo ser su origen de tipo marítimo o continental. La zona central (NAC) se encuentra localizada entre los 110° W y los 80° W, pudiendo tener origen marítimo sólo cuando se localiza sobre el mar de Hudson. Por último, desde los 80° W hasta el este continental, las masas de aire proceden de la costa este de Norteamérica (NAE).

Además de las ya mencionadas norteamericanas, con procedencia del oeste también se han identificado dos tipos más de circulaciones, cuyo origen se establece sobre el océano Atlántico. El primero de ellos se ha denominado como Atlántica rápida (FA), encuadrándose su origen entre el este de la costa norteamericana y los 40° W, con una latitud no superior a 60° N. El otro tipo de circulación se ha denominado Atlántica lenta (SA), teniendo su punto de partida entre los 40° W y los 20° W y no siendo superior a los 50° N. Esta nomenclatura ha sido adoptada a partir de la diferencia entre sus

respectivas velocidades de desplazamiento durante el periodo de 120 horas. Ambos tipos de circulaciones poseen una frecuencia superior al 10% en cada nivel vertical, siendo la más lejana aquella que alcanza un mayor índice de ocurrencia, especialmente en 1500 m con un 27%.

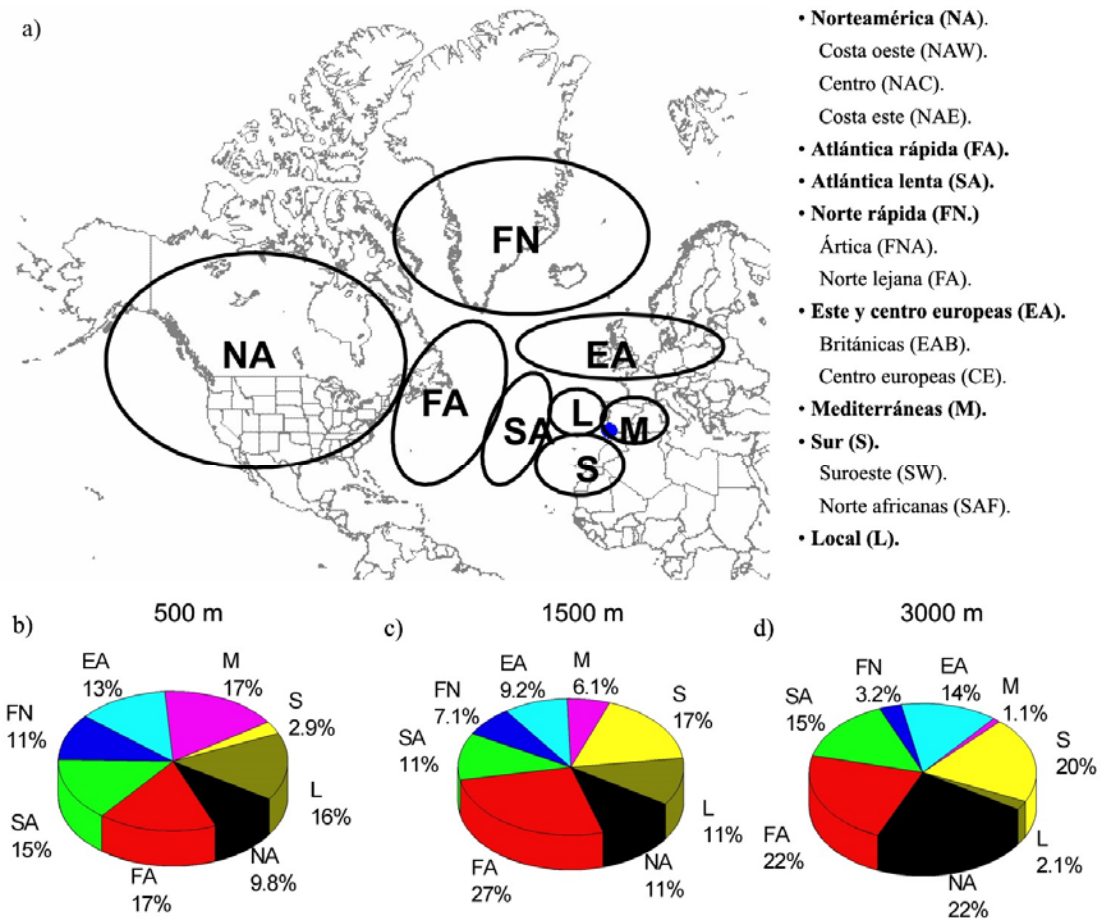


Figura. 4.4. a) Localización de las ocho regiones de procedencia principales de masas de aire incidentes sobre el suroeste de la Península Ibérica y nomenclatura de cada una de las tipologías a 500 m, 1500 m y 3000 m. Frecuencia total de ocurrencia de las masas de aire procedentes de cada región durante el periodo de 1997-2007 a la altura de a) 500 m, b) 1500 m, y c) 3000 m

Procedentes del norte han sido establecidas dos regiones principales. Las advecciones rápidas del norte (FN), caracterizadas por masas de aire cuyo origen se sitúa en latitudes superiores a los 60° N y en las proximidades de la isla de Groenlandia, en las que disminuye su frecuencia de ocurrencia desde los niveles inferiores, con un 11% hasta los niveles superiores, con un 3,2%. Esta región de procedencia ha sido dividida en masas de aire Árticas (FNA), con un origen situado por encima de los 70° N, y norte lejanas (FNF) procedentes de zonas colindantes a las islas de Groenlandia e Islandia, entre los 70° N y 60° N.

El otro grupo principal de circulaciones del norte se ha denominado Este y Centro Europeas (EA), que tiene un origen más allá de los 50° N, cubriendo el centro de Europa y las inmediaciones de las Islas Británicas. La llegada de masas de aire desde esta región presenta una frecuencia similar en 500 m (13%) y 3000 m (14%), disminuyendo ligeramente en los 1500 m (9,3%). Desde esta región de procedencia son observadas dos tipos de masas de aire, las Británicas (EAB) procedentes de áreas limítrofes a las Islas Británicas, situándose su zona de origen marítima entre los 50° N y 60° N y sin sobrepasar los 30° W, y las centroeuropeas (EAC), teniendo un desplazamiento continental principal desde el noroeste de la Península Ibérica.

Frente a estas circulaciones de mayor cobertura espacial, también se han identificado circulaciones que presentan un origen más cercano a la Península Ibérica, a las cuales se les ha denominado mediterráneas (M), locales (L) y del sur (S). Las circulaciones mediterráneas (M) poseen una circulación mayoritariamente marítima, pudiendo poseer un origen, tanto sobre el mar Mediterráneo como continental, si se originan en áreas limítrofes a su cuenca. Este tipo de masas de aire experimentan una pronunciada disminución de su ocurrencia con la altura, pasando de un 17 % en los 500 m, a un 1 % en los 3000 m. Las masas de aire locales (L) se caracterizan por un recorrido escaso, menor de 1200 km, pudiendo tener tanto un origen continental como marítimo, estableciéndose su origen entre los 20° W y 0° W y en latitudes similares a las de la Península Ibérica. Al igual que ocurre con las mediterráneas, la frecuencia de este tipo de circulación también disminuye con la altura, desde 500 m (16%) a 3000 m (2,1%).

Por último, procedentes de latitudes por debajo de la Península Ibérica, se han observado dos tipos de circulaciones dentro del grupo denominado sur (S). Este tipo de circulaciones presentan un aumento de su ocurrencia de llegada con la altura desde un 2,9% a 500 m hasta un 20% en el nivel más alto considerado. Este incremento de la frecuencia con la altura estaría asociado a su desplazamiento en capas altas, probablemente causado por ser principalmente masas de aire secas y cálidas. La primera de ellas, denominada como suroeste (SW), procedente del área subtropical atlántica, por debajo de 35° N y no por encima de los 30° W, registra un desplazamiento marítimo, mientras que, el segundo tipo, conocidas como norte africanas (AF), proceden principalmente del desierto del Sahara.

4.3.2. El Arenosillo como punto representativo en el estudio de masas de aire en la Península Ibérica.

La especial distribución del relieve de la Península Ibérica hace posible que puedan coexistir un amplio abanico de rasgos climáticos (Font, 2000). Esta distribución determina de manera considerable el tipo de masa de aire incidente, principalmente cuando el nivel de referencia vertical se establece próximo a la superficie. Este hecho hace que la representatividad de un punto determinado a la hora de describir las diferentes tipologías de masas de aire sea limitada a un entorno regional o local, principalmente en el caso de que se tome como referencia una altura vertical inferior a la altura promedio de la ABL.

Esta limitación espacial disminuye gradualmente a medida que aumenta el nivel vertical en altura, lo que permite que un punto, en términos de definición de regiones de procedencia de masas de aire y de identificación de los grandes flujos atmosféricos, pueda ser representativo de un área más extensa. Debido a la ubicación costera de El Arenosillo y al conjunto de alturas seleccionadas en este trabajo, la incidencia de un tipo u otro de retro trayectorias no se encuentra condicionado de forma determinante por la altura del terreno que presenta esta región.

Con el objetivo de conocer qué representatividad espacial tiene el conjunto de regiones de procedencia de masas de aire identificadas sobre El Arenosillo, de forma que ésta pueda ampliarse, se ha aumentado el número de emplazamientos, seleccionándose otros dos puntos de muestreo. El primero es Santa Elena (38.37 N, 3.51 W), próxima al mar Mediterráneo, se encuentra localizada al este de Andalucía en el interior de Sierra Morena a unos 330 km de distancia de El Arenosillo. El otro punto es la ciudad de Madrid (40.41 N, 3.70 W), localizada en el centro de la meseta ibérica a unos 550 km de distancia de El Arenosillo. La figura 4.5 muestra los resultados de la agrupación a 500 m y 1500 m para el año 2000 m en cada ubicación. Este año fue seleccionado debido a su elevado número de clusters óptimos en cada nivel vertical (tabla 4.1).

La comparación entre los resultados muestra la existencia de mayores diferencias en la circulación de masas de aire y en frecuencias, principalmente en el nivel inferior, sobre todo respecto a la estación de Santa Elena, en la que el número de clusters óptimo es claramente inferior a los obtenidos en El Arenosillo y Madrid. En esta misma altura se observa una elevada similitud entre estos dos últimos emplazamientos respecto a las clusters con mayor recorrido, en contraste con la mayor divergencia que se aprecia respecto a las circulaciones más lentas.

En 1500 m Madrid presenta la menor variabilidad de clusters, observándose que en todas ellas se distingue una clara influencia de las corrientes del oeste. A esta misma altura también destaca la influencia de las circulaciones del oeste en las estaciones de El Arenosillo y Santa Elena. A 3000 m, en los tres emplazamientos, se observa un claro predominio de circulaciones del oeste, detectándose, de forma general una pequeña circulación desde el sur-suroeste con porcentaje de ocurrencia similar.

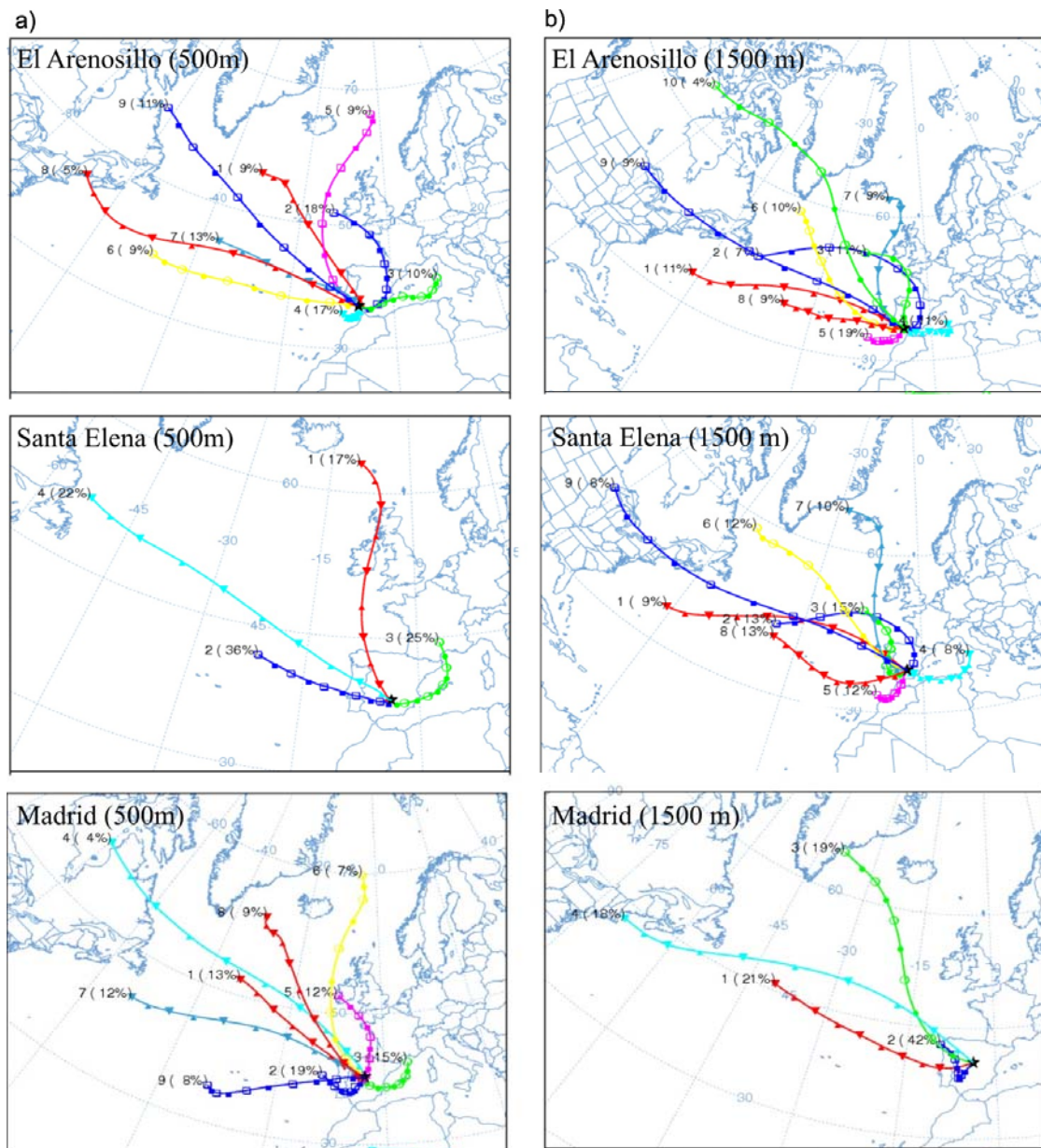


Figura 4.5. Centro de los clusters a) 500 m y b) 1500 m tomando como referencia las estaciones de El Arenosillo, Santa Elena y Madrid durante el año 2000. Los números al inicio de cada trayectoria representan cada uno de los centroides y su porcentaje de ocurrencia durante el periodo de tiempo del que son representativos.

Teniendo en cuenta estos resultados, El Arenosillo podría tomarse como punto de referencia en el estudio de la procedencia de masas de aire en un radio de 250 km,

cuando la altura es inferior a la altura media de la ABL (1-1.5 km). Esta representatividad espacial se incrementa con el aumento de la altura, siendo capaz de representar los principales orígenes de las masas de aire incidentes sobre la Península Ibérica.

Estos hechos se corroboran si se comparan con los resultados obtenidos por Jorba et al. (2004), que presentan una clasificación de masas de aire sobre la ciudad de Barcelona, situada en el noroeste de la Península Ibérica. En este trabajo se calcularon dos trayectorias diarias con recorrido previo de 96 horas durante el periodo 1997-2002. Observando los resultados obtenidos en los niveles de 1500 m y 3000 m, se identifica una similar procedencia de masas de aire que las que se han definido para el suroeste de la Península Ibérica. Se han identificado masas de aire procedentes del centro y costa este de Norteamérica, del Atlántico (tanto rápidas como lentas), de las Islas Británicas, del mar Mediterráneo, del suroeste y aquellas definidas como locales. También se detecta un incremento de la circulación procedente del oeste conforme se aumenta la altura de referencia.

4.3.3. Evolución anual de las masas de aire.

A partir de los resultados relativos al número óptimo de clusters anual (tabla 4.1) y utilizando la clasificación de las regiones de procedencia de masas de aire (figura 4.4), la figura 4.6 muestra la frecuencia anual de cada uno de los tipos de masas de aire a 500, 1500 y 3000 m sobre el suroeste de la Península Ibérica durante el periodo 1997-2007.

De forma general destaca la existencia de una elevada similitud entre los tipos de masas de aire identificados en cada uno de los niveles de referencia vertical, ya que de los trece tipos, en 500 m y 1500 m se han observado 12 de ellos, no detectándose las circulaciones procedentes de la costa oeste de Norteamérica ni las árticas, respectivamente. En 3000 m se identifican sólo 11 de ellos, no registrándose en este nivel masas de aire procedentes del centro de Europa ni árticas.

A pesar de esta similitud con la altura no todos los tipos de masas de aire presentan un porcentaje similar de ocurrencia en cada uno de los niveles (figura 4.6). Por ejemplo, el tipo Mediterráneo tiene una presencia constante en 500 m, mientras que en el nivel de 1500 m sólo ha sido identificado en cuatro años y en el nivel de 3000 m en uno sólo de ellos, el año 2006. Esta dependencia en cuanto a niveles, puede ser explicada atendiendo a las características térmicas del mar Mediterráneo, capaz de generar flujos principalmente perceptibles a 500 m y 1500 m pero no en alturas superiores. Otro

ejemplo de esta dependencia con la altura es el tipo de masas de aire definidas como locales, las cuales poseen un elevado y similar porcentaje de ocurrencia en los primeros dos niveles, siendo únicamente detectadas en 3000 m en el 2000.

En el extremo opuesto a este tipo de masas de aire se encuentran aquellas procedentes del norte de África, que debido a la naturaleza desértica de su origen, capaz de generar flujos convectivos lo suficientemente intensos, son inyectadas en niveles altos y están asociadas a niveles superiores. En 500 m únicamente son detectadas en uno de los años, mientras que en 1500 m y 3000 m presentan una mayor frecuencia (figura 4.6). El estudio de las características de estos tipos de masas de aire resulta de importancia sobre el suroeste de la Península Ibérica, debido a que son las responsables del transporte del polvo sahariano desde el norte de África (Rodríguez et al., 2001; Escudero et al., 2006).

Un comportamiento similar con la altura se ha observado en aquellas circulaciones procedentes del suroeste. Éstas poseen un gran porcentaje de ocurrencia en el nivel de 3000 m, en comparación con el resto de niveles. Estos valores tan elevados fueron registrados en años donde las masas de aire del norte de África o no son detectadas o su ocurrencia fue menor, por lo que se puede interpretar a este cluster como representativo de ambas circulaciones durante estos periodos concretos.

Esta dependencia entre el tipo de fuente y la altura también es observada en las masas de aire procedentes de regiones frías. Aquellas con una procedencia de latitudes más altas (Árticas) sólo son detectadas en el nivel de 500 m (figura 4.6), debido a la escasa intensidad convectiva generada, mientras que aquellas en las que su origen es marino o continental y proceden de latitudes más bajas son identificadas en todos los niveles y en la mayoría de los años. Sin embargo, su variación con la altura presenta características propias de las condiciones térmicas de su región de origen ya que poseen un mayor porcentaje en el nivel de 500 m, decreciendo en altura hasta solo ser identificadas en cuatro años en 3000 m.

Las procedentes del centro de Europa con un claro origen continental, han sido únicamente detectadas en 500 m y 1500 m en uno y dos años respectivamente, con una frecuencia de ocurrencia pequeña. Posiblemente su justificación en ambos niveles sea similar a la empleada en las masas de aire árticas, pudiendo interpretarse como un tipo de masa de aire anómala sobre el suroeste de la Península Ibérica. Por el contrario, un comportamiento opuesto se ha detectado en las circulaciones Británicas, las cuales experimentan un incremento en el nivel de 3000 m respecto a los niveles más bajos el cual estaría asociado a unas características térmicas de la fuente más favorable a su establecimiento en niveles altos.

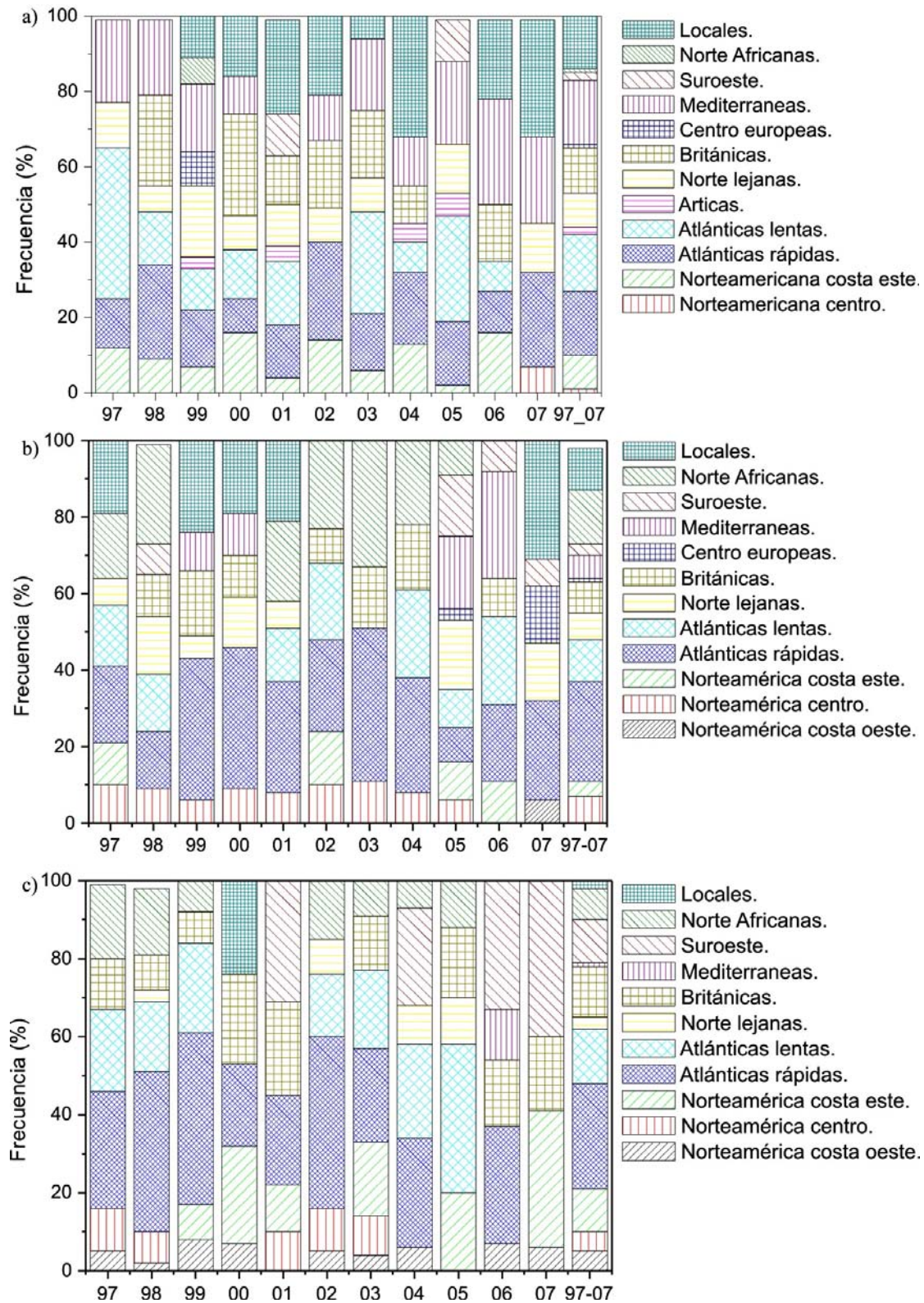


Figura 4.6. Frecuencia anual de cada tipo de masa de aire identificada para cada una de las tres alturas consideradas: a) 500 m, b) 1500 m y c) 3000 m.

Además de la naturaleza de la fuente, la circulación zonal del oeste es un factor influyente en la variación porcentual de la ocurrencia de las masas de aire sobre el suroeste de la Península Ibérica, ya que un aumento en la altura está asociado a un incremento en su desplazamiento horizontal. De esta forma, una mayor ocurrencia del conjunto de masas de aire procedentes de Norteamérica se ha observado al incrementarse la altura. En general, estas circulaciones alcanzan su mayor ocurrencia, en términos globales, en el nivel de 3000 m.

Al igual que lo observado con las norteamericanas, las circulaciones procedentes del Atlántico también alcanzan su mayor frecuencia en el nivel de 3000 m. En algunos años este tipo de masas de aire, junto con las procedentes de Norteamérica, alcanzan una ocurrencia conjunta superior al 50 %. Las advecciones Atlánticas poseen un elevado porcentaje en todos los niveles. Sin embargo, el tipo denominado como rápidas registran un mayor presencia en la mayoría de los años que aquellas que se han considerado como lentas, probablemente asociado a las diferencias existentes entre las coberturas espaciales de su regiones de procedencia. Sólo en 500 m se muestra un porcentaje similar de ambos tipos de circulaciones Atlánticas.

Una vez analizada la evolución anual del porcentaje de ocurrencia de cada una de las tipologías, se ha considerado de interés conocer cuáles son las direcciones que muestra el viento registrado en niveles superficiales según los diferentes tipos de masas de aire identificados. Para ello se ha realizado un ejercicio de validación, en el cual se han calculado las rosas de viento representativas de las jornadas en las que se registra la llegada de cada una de las tipologías de masas de aire.

Para este ejercicio, de los trece tipos de masas de aire identificadas, se han tomando como referencia aquellas que presentan su mayor frecuencia de incidencia sobre El Arenosillo en el nivel de 500 m (figura 4.6). De esta manera, nueve de las trece tipologías han sido seleccionadas, habiéndose agrupado posteriormente en función de la región de procedencia a la hora de mostrar los resultados. En la figura 4.7 se expone tanto el centroide (promedio de retro trayectorias) representativo, como la rosa de viento obtenida para cada una de las seis principales regiones de procedencia de masas de aire en el nivel de 500 m, norteamericanas, atlánticas, norte lejanas, este y centro europeas, mediterráneas y locales. El porcentaje de calmas se ha calculado a partir de velocidades menores de 1 m s^{-1} .

Los resultados obtenidos muestran que en todos los casos el porcentaje de calmas es menor del 3.5 % y que ninguna de las tipologías registran velocidades superiores a los 7

m/s (figura 4.7). Este comportamiento dificulta la identificación de una relación directa entre masas de aire e intensidad del viento.

Por su parte, el análisis de la dirección del viento sí que presenta ciertas diferencias en función de cada tipología. La figura 4.7 a-b muestra el predominio de viento procedente del suroeste, esperable para advecciones procedentes del oeste, norteamericanas y atlánticas. La influencia de flujos del nordeste se identifica en la figura 4.7 c-d, en combinación con una mayor presencia de flujos del suroeste en el caso de masas de aire procedentes del este y centro europeas. El predominio de vientos del nordeste también se observa en el caso de la rosa de viento representativa de masas de aire mediterráneas en combinación con una menor incidencia de circulaciones del suroeste. La rosa de viento representativa de las masas de aire locales (figura 4.7f), combina los flujos del suroeste con los de componente nordeste, poniéndose de nuevo de manifiesto la influencia del valle del Guadalquivir en los flujos sinópticos de menor recorrido considerados como locales.

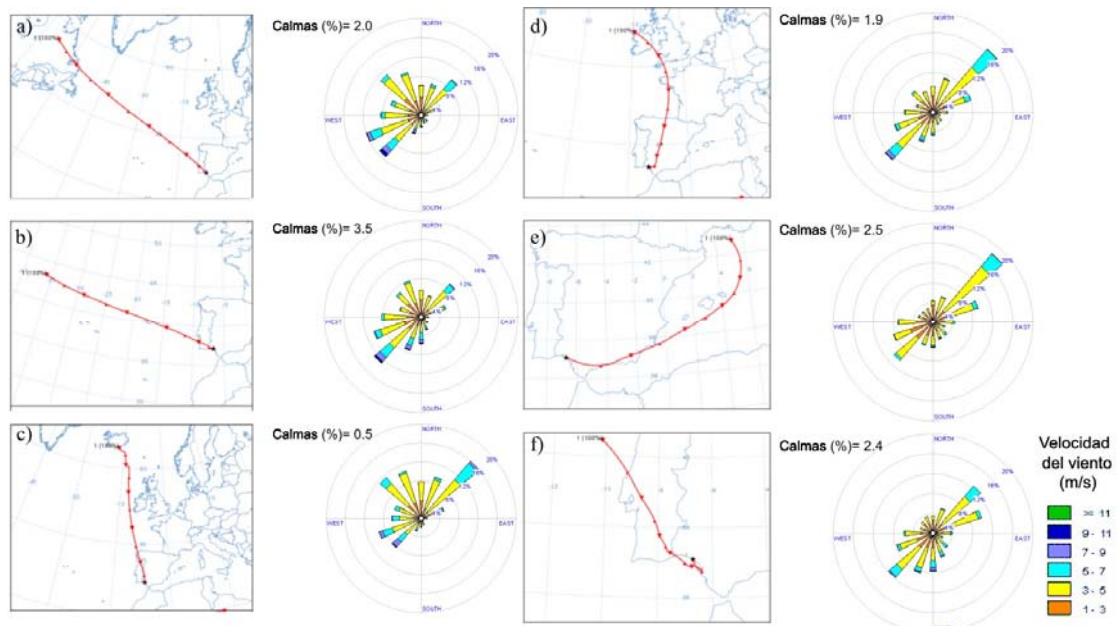


Figura 4.7. Recorrido horizontal de los centroides para masas de aire procedentes de: a) costa este de Norteamérica, b) Atlánticas, c) Norte lejanas. d) Este y centro europeas, e) Mediterráneas y f) locales y rosas de viento obtenidas con datos de El Arenosillo. Se ha considerado el porcentaje de calmas para velocidades inferiores a 1 m s^{-1}

En general, este conjunto de resultados presenta una adecuada vinculación entre la dinámica del viento registrada en superficie y la incidencia de masas de aire sobre El Arenosillo en el nivel de 500 m. No obstante, se observan ciertas diferencias en algunos de los casos estudiados. Estas diferencias pueden estar asociadas a dos factores principales. Por un lado, la influencia que ejerce el valle del Guadalquivir sobre la dinámica superficial de esta zona, canalizando los vientos a lo largo de su eje suroeste-

nordeste (Capítulo 3). En segundo lugar, al hecho de que se haya utilizado una única retrotrayectoria diaria como representativa en la selección de jornadas y los datos horarios de dirección y velocidad del viento completos de cada jornada una de estas jornadas para el cálculo de las rosas de viento. Esto último repercute en que se haya considerado toda la variabilidad diaria de dirección del viento que se registra en una misma jornada.

4.3.4. Distribución estacional.

Las masas de aire no siempre se presentan con la misma ocurrencia a lo largo del año. Por este motivo, el objetivo de esta sección es conocer la posible evolución estacional que éstas registran. Para ello se ha calculado la frecuencia estacional, durante el periodo 1997-2007, de cada una de las tipologías de masas de aire identificadas. Se ha utilizado la misma clasificación estacional ya expuesta en el capítulo 3. En la figura 4.8 se muestra la frecuencia estacional de cada tipología para cada una de las alturas, mostrándose en la figura 4.9, como ejemplo de variación estacional, los resultados obtenidos en el nivel de 500 m.

Los resultados muestran que en invierno se observa un progresivo incremento del porcentaje de ocurrencia de las advecciones procedentes de Norteamérica, desde el nivel de 500 m hasta el nivel de 3000 m, detectándose en este último nivel la llegada de masas de aire procedentes del oeste de Norteamérica (figura 4.8). Por el contrario, las masas de aire procedentes del Atlántico, tanto rápidas como lentas, registran la frecuencia más elevada en los niveles de 1500 m y 3000 m, destacando que en 500 m el tipo lento no es identificado.

Durante este periodo únicamente se han detectado circulaciones procedentes del norte del tipo norte lejanas y Británicas, mientras que dentro de aquellas que presentan un menor recorrido, las locales son predominantes en el nivel de 500 m (figuras 4.8 y 4.9). Es de destacar que las masas de aire mediterráneas son observadas, tanto a 500 m (figura 4.9), como a 1500 m, pudiendo asociarse este hecho a la presencia de células convectivas intensas sobre el Mediterráneo, y que, por el contrario, las masas de aire del suroeste únicamente se han detectado en los niveles altos, de 1500 m y 3000 m (figura 4.8).

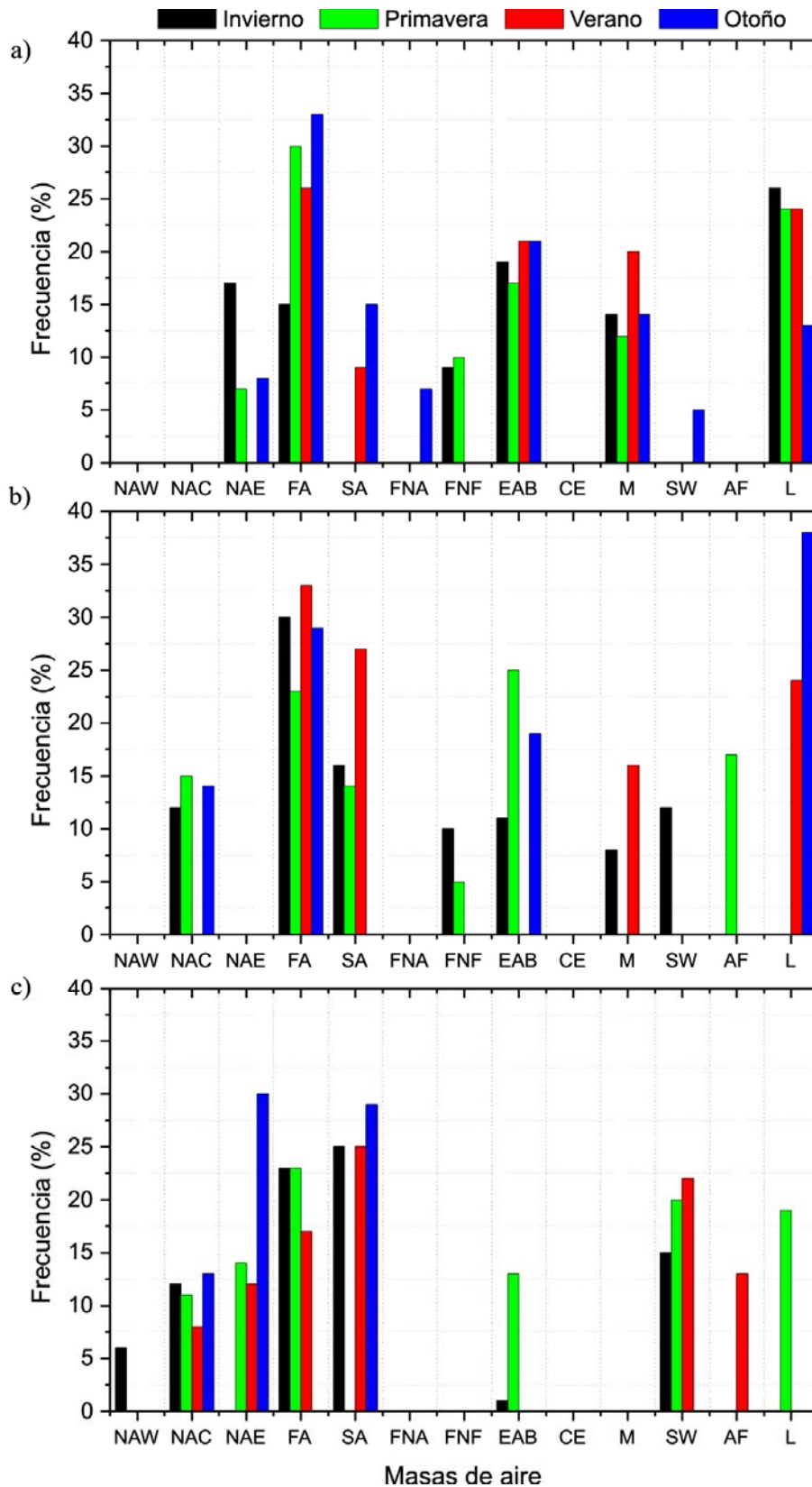


Figura 4.8. Frecuencia estacional de ocurrencia de las masas de aire sobre la estación de El Arenosillo para las tres alturas consideradas: a) 500 m, b) 1500 m y c) 3000 m del periodo 1997-2007. Donde NAW (Norteamericana Costa Oeste), NAC (Norteamericana centro), NAE (Norteamericana Costa Este), FA (Atlántica Rápida), SA (Atlántica Lenta), FNA (Ártica), FNF (Norte Lejana), EAB (Británica), CE (Centroeuropa), M (Mediterránea), SW (Suroeste), SAF (Norte Africana) y L (Local).

Aunque durante la primavera, en general, la distribución porcentual de las masas de aire es similar a la obtenida durante el invierno (figura 4.9), se han observado cambios que permiten interpretar el inicio de una transición hacia el verano. Este hecho se refleja principalmente en la no llegada de masas de aire procedentes del oeste de Norteamérica y en el incremento de la frecuencia de circulaciones con un menor recorrido. Prueba de ello es el incremento que experimenta la frecuencia de las circulaciones locales con la altura, así como la advección de masas de aire procedentes del norte de África sobre el suroeste de la Península Ibérica. Durante este periodo, se mantiene una elevada ocurrencia de masas de aire con origen Atlántico en todos los niveles, registrándose la misma tipología de masas de aire procedentes del norte, las cuales alcanzan su máxima ocurrencia en 1500 m con circulaciones Británicas.

Este giro iniciado en la primavera es completado durante el verano, en el cual se registra una división entre las masas de aire procedentes del oeste y aquellas que poseen un menor recorrido, ya que las circulaciones del norte son únicamente detectadas en el nivel de 500 m. En general, este periodo se destaca por registrar circulaciones del oeste procedentes del Atlántico, tanto del tipo rápida, como lenta, siendo únicamente detectables las masas de aire norteamericanas en el nivel de 3000 m (figura 4.8), prueba de la menor influencia de estas grandes circulaciones durante el periodo estival.

El verano se caracteriza principalmente, por las mayores porcentajes de ocurrencia de aquellas masas de aire con un origen cercano a la Península Ibérica, al predominar las situaciones anticiclónicas, así como por registrar un mayor desarrollo vertical de las mismas, provocado por un incremento en la intensidad de los fenómenos de turbulencia de origen térmico que se originan sobre sus regiones de procedencia. Por este motivo las masas de aires Mediterráneas y locales son muy frecuentes en los niveles de 500 m y 1500 m, y las procedentes del norte de África se han observado únicamente en el nivel de 3000 m.

Por último, los resultados estacionales muestran que el otoño puede considerarse un periodo de transición entre el verano y el invierno en virtud de la frecuencia de ocurrencia de masas de aire, así como por el tipo de circulaciones registradas. Las masas de aire norteamericanas son observadas de nuevo en el nivel vertical de 500 m, manteniéndose la presencia y ocurrencia de las circulaciones atlánticas en todos los niveles. También destaca en este periodo que nuevamente sean identificadas masas de aire procedentes de Gran Bretaña en el nivel de 1500 m, así como la llegada de masas de aire árticas en el nivel de 500 m (figura 4.8 y 4.9).

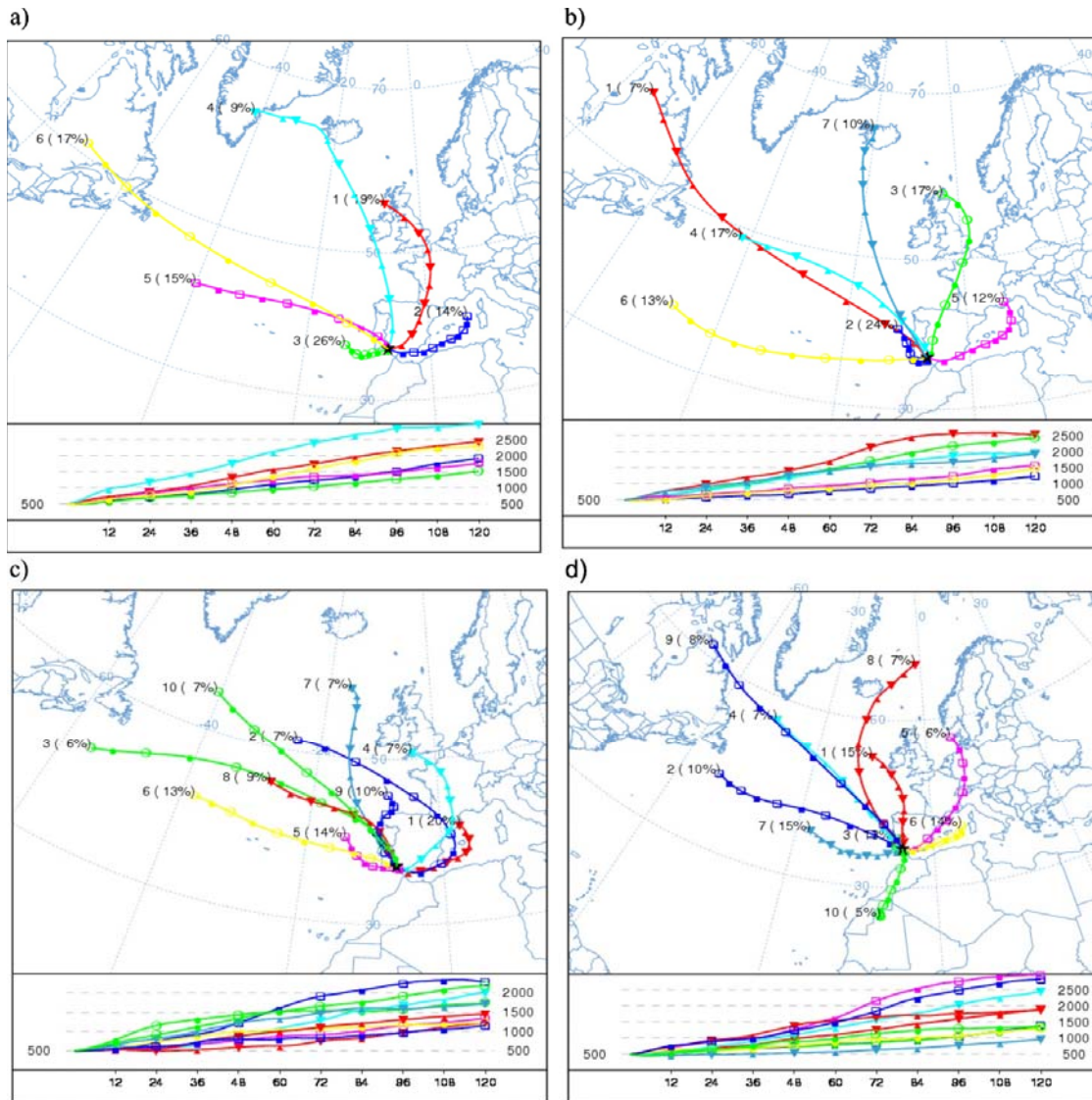


Figura 4.9. Desplazamiento estacional de los centroides en el nivel de 500 m a) invierno (de diciembre a febrero), b) primavera (de marzo a mayo), c) verano (de junio a agosto) y d) otoño (de septiembre a noviembre).

Este inicio hacia condiciones invernales se aprecia también en una disminución en la incidencia de circulaciones procedentes del mediterráneo y del norte de África, viéndose también reducido su presencia en niveles elevados. Este hecho se encuentra probablemente asociado al progresivo descenso de la temperatura superficial de ambas regiones fuente y, por tanto, a la menor intensidad de los movimientos convectivos. Las circulaciones locales mantienen su frecuencia de ocurrencia, siendo especialmente alta en el nivel de 1500 m, probablemente derivado de la unión establecida entre éstas y aquellas procedentes del suroeste.

A modo de resumen este análisis ha permitido conocer la existencia de un claro comportamiento estacional en la incidencia de masas de aire, viéndose determinado por la variabilidad temporal que experimentan los patrones sinópticos que influyen en la

región de estudio. Estos patrones estacionales de las masas de aire presentan una marcada influencia general de circulaciones del oeste con origen Atlántico durante todo el año, pudiéndose interpretar las estaciones de primavera y otoño como transitorias entre las de invierno y verano, tanto desde el punto de vista de frecuencia de ocurrencia como del recorrido que experimentan las masas de aire sobre el suroeste de la Península Ibérica.

4.3.5. Comparativa de la incidencia diaria de masas de aire a diferentes alturas.

Una vez conocida tanto la distribución anual como estacional de cada una de las tipologías de masas de aire sobre El Arenosillo, en este apartado se lleva a cabo el análisis en altura a partir de las retrotrayectorias diarias calculadas durante el periodo 1997-2007 para 500, 1500 y 3000 m.

Este análisis permite obtener información sobre el grado de acoplamiento existente entre las capas de la baja troposfera. Se ha considerado que la comparativa entre los dos primeros niveles servirá para conocer el desarrollo vertical que las circulaciones poseen en el interior de la ABL, ya que ésta presenta un espesor medio entre 1-2 km. El conocimiento de la evolución de esta región atmosférica pudiera ser de interés en la realización de estudios relacionados con la calidad del aire (Rao et al., 2003; Salmond y McKendry, 2005; Bossioli et al., 2009). Por otro lado, la comparativa entre el nivel de 3000 m y los dos niveles inferiores permite conocer el grado de acoplamiento existente entre la capa límite y la troposfera libre.

La metodología que se ha aplicado en este estudio ha consistido en tomar como nivel de referencia de cada tipología de masa de aire aquel que presentase una mayor frecuencia de incidencia (figura 4.6). Posteriormente, en cada una de las jornadas representativas de cada circulación en su nivel de referencia, se han analizado las tipologías de masas de aire observadas en el resto de niveles. Por ejemplo, en los días en los que se detecta la incidencia de masas de aire del oeste de Norteamérica (NAW) a 3000 m existió una ocurrencia del 48 % de masas de aire procedentes de la costa este (NAE) a 500 m, mientras que a 1500 m se obtuvo un porcentaje del 37 % de circulaciones procedentes del centro de Norteamérica (NAC).

El conjunto de resultados obtenidos en este estudio se presenta en la tabla 4.2, representando cada valor el porcentaje de ocurrencia diario en el que dos tipos de masas

de aire han sido detectadas de forma simultánea en cada una de las alturas establecidas. El mayor porcentaje de ocurrencia para cada tipo de masa de aire se resalta en negrita, habiéndose utilizado como nivel de referencia para cada tipo de circulación aquel en el que se haya observado una mayor incidencia (figura 4.6).

Un análisis global de los resultados muestra la existencia de un elevado porcentaje de compatibilidad entre las masas de aire procedentes de similares regiones, permitiendo distinguir entre norteamericanas (NAW, NAC, NAE), atlánticas (FA, SA) y procedentes del norte (DNA, DNF, NNM, NNE) (celdas remarcadas en la tabla 4.2).

Por esta razón es posible señalar la existencia de un elevado acoplamiento vertical en la llegada de masas de aire procedentes de Norteamérica, del atlántico y del norte. Por el contrario, en aquellas que presentan un menor recorrido (M, SW, SAF, L), el acoplamiento es menor debido al menor desplazamiento que experimentan las masas de aire y a la mayor proximidad geográfica entre las regiones de procedencia.

En el primero de los grupos la homogeneidad en la llegada de masas de aire procedentes de Norteamérica se encuentra claramente condicionada por las circulaciones observadas a 3000 m procedentes de la costa oeste (NAW), ya que éstas determinan el tipo de masa de aire en los niveles inferiores. De esta forma, cuando esta tipología es identificada a 3000 m, la masa de aire procedente del centro de Norteamérica (NAC) es dominante a 1500 m y de la costa este (NAE) a 500 m. Esta elevada homogeneidad pudiera ser reflejo de que su desplazamiento estuviera asociado al desarrollo de condiciones sinópticas similares y a la influencia de la circulación zonal del oeste.

En el caso de las circulaciones atlánticas, rápidas (FA) y lentas (SA), también se observa un elevado grado de acoplamiento entre niveles. En el caso de las circulaciones rápidas, son representativas de un elevado desarrollo vertical, ya que cuando son detectadas a 500 m, también predominan en 1500 m y 3000 m. Este tipo de masas de aire presenta una elevada correlación en altura con las masas de aire Atlánticas lentas a 500 m, mostrando de esta manera una influencia similar sobre esta tipología a la observada en el caso de circulaciones norteamericanas del oeste sobre las procedentes del centro y costa este.

Tabla 4.2. Frecuencia de ocurrencia diaria de masas de aire sobre El Arenosillo entre los diferentes niveles de referencia durante el periodo 1997-2007. Donde NAW: Norteamericana Costa Oeste, NAC: Norteamericana centro, NAE: Norteamericana Costa Este, FA: Atlántica Rápida, SA: Atlántica Lenta, FNA: Ártica, FNF: Norte Lejana, EAB: Británica, CE: Centroeuropea, M: Mediterránea, SW: Suroeste, SAF: Norte Africana, L: Local.

		Norteamérica			Atlántica		Norte Lejanas		Este / Centro		Sur			
		NAW	NAC	NAE	FA	SA	FNA	FNF	EAB	CE	M	SW	SAF	L
NAW (3000m)	500m		3	48	18	4	2	12	6		2			5
	1500m	5	37	9	33	2		8	3		2			1
NAC (1500m)	500m			52	24	4	2	15	1					1
	3000m	23	28	18	26			2	1					
NAE (500m)	1500m		40	18	30	2		8					1	
	3000m	25	14	14	29	1		4	4			4	1	
FA (500m)	1500m		10	6	56	12		6	3			1	1	4
	3000m	5	8	20	41	9		3	5			6	3	
SA (500m)	1500m		2	4	38	20		3	2		3	6	11	11
	3000m	1	5	12	30	23		1	14			5	7	1
FNA (500m)	1500m		8	13	33	2		29		2			6	6
	3000m	4	2	4	27	2		31	29					
FNF (500m)	1500m		11	3	25			34	8	4	4		3	8
	3000m	5	11	19	20	6		6	23			3	6	
EAB (500m)	1500m		1	1	21	9		2	34		4	1	11	16
	3000m	2	2	9	21	14		4	27			8	6	6
CE (500m)	1500m				4			40	24		32			
	3000m			4	12	36			44				4	
M (500m)	1500m				3	5		1	10	6	24	6	21	23
	3000m			8	8	25		1	16			11	26	4
SW (3000m)	500m			3	10	7		3	9		17	7		44
	1500m			2	10	19		2	2	4	6	5	25	25
SAF (1500m)	500m			1	2	14	1	3	12		31	9		27
	3000m			2	6	29		1	6			23	32	
L (500m)	1500m	1	1	1	10	23			6		5	5	19	28
	3000m	2		10	16	15		1	13			31	8	5

Considerando los resultados obtenidos para los grupos de masas de aire procedentes del oeste, se pudiera destacar la elevada relación que se establece entre las originarias de Norteamérica y las definidas como atlánticas rápidas (tabla 4.1). Este hecho muestra la especial relación existente entre ambos tipos de masas de aire, ya que cuando algún tipo de circulación norteamericana es observada, la circulación rápida atlántica posee elevados porcentajes de ocurrencia. Estos resultados podrían repercutir en que la llegada de esta circulación del atlántico estuviera asociada a las mismas condiciones sinópticas que determinan el desplazamiento de las circulaciones norteamericanas sobre el suroeste de la Península Ibérica.

En el caso de las circulaciones del norte la relación existente entre estas masas de aire se encuentra condicionada por la nula identificación en altura de los tipos ártico (FNA) y

centro europeas (CE). Ambas circulaciones se encuentran asociadas a un desacople entre capas debido a que no son observadas en otros niveles de forma simultánea, siendo frecuente que en niveles superiores se registre la llegada de otro tipo de circulaciones del norte e incluso procedentes del Atlántico. Estos resultados indicarían un alto grado de desacoplamiento entre capas respecto a este tipo de circulaciones, derivado de su procedencia y desplazamiento por regiones frías, así como una posible similitud en cuanto a sus orígenes béricos.

Dentro de este mismo grupo se ha obtenido una elevada correlación vertical entre los tipos lejanas del norte (FNF) y Británicas (EAB), probablemente debido a la mayor cercanía de sus regiones de procedencia, y a las similares condiciones sinóticas asociadas. Estos resultados también ponen de manifiesto la elevada relación entre la llegada de masas de aire del norte y las masas de aire atlánticas rápidas en todos los niveles.

Y dentro del grupo de circulaciones con una procedencia más cercana se observa una elevada variabilidad entre las diferentes alturas, estando ésta determinada por las propias características térmicas de las regiones de procedencia y por la escasa separación espacial existente entre ellas. Estos resultados pueden manifestar la similitud existente en cuanto a las condiciones sinóticas asociadas a cada una de estas circulaciones y la diferente repercusión que ejercen sobre cada uno de los niveles. Este hecho puede observarse en las masas mediterráneas (M), las cuales se encuentran asociadas con las norte africanas en el nivel de 3000 m y con las locales en el nivel de 1500 m.

Dentro de este grupo de circulaciones de menor recorrido, este estudio permite establecer con mayor detalle el desarrollo vertical de este tipo de circulaciones. Se puede apreciar como los tipos mediterráneo y Sahariano (SA) son claros ejemplos, ya que el primero no se observa hasta los 1500 m y el segundo se presenta en los niveles más altos, no detectándose a 500 m. La circulación del suroeste presenta un escaso porcentaje en los niveles inferiores de 500 m y 1500 m, así como las locales en 3000 m.

Por último, también hay que destacar el elevado porcentaje que experimentan estos tipos de circulaciones próximas a la Península Ibérica con las lentas procedentes del Atlántico, mostrando tanto la existencia de un elevado desacople entre capas como su posible vinculación a configuraciones sinóticas similares.

4.3.6. Evolución de los ciclos diarios de temperatura y humedad específica en los diferentes tipos de masas de aire.

Las masas de aire juegan un papel fundamental sobre la dinámica que registran las sustancias presentes en la atmósfera, favoreciendo procesos tales como el transporte, dispersión y confinamiento, o interviniendo en los procesos de formación y deposición. Según las características que posean las masas de aire, éstas afectarán en mayor o menor medida a la intensidad en la que se manifiesten estos procesos. Por este motivo se ha considerado de interés realizar un estudio que permita conocer las características termodinámicas que presentan cada una de los tipos de masas de aire identificadas.

Para ello se han seleccionado la temperatura potencial y la humedad específica como variables representativas (Ohashi et al., 2002; Fovell, 2005), calculándose para cada tipología de masa de aire, sus correspondientes ciclos diarios durante del periodo 1997-2007, a partir de los valores horarios registrados en la estación de El Arenosillo. Es necesario mencionar que únicamente han sido calculados aquellos ciclos diarios de aquellas masas de aire cuya mayor frecuencia se registre en el nivel de 500 m (tabla 4.2), ya que son éstas las que pueden tener una mayor incidencia sobre las condiciones meteorológicas en superficie.

La elección de la temperatura potencial se justifica por ser una magnitud conservativa para ascensos y descensos adiabáticos que aporta información sobre la intensidad de los procesos no adiabáticos, tales como el calentamiento diurno y enfriamiento nocturno, influyendo de esta forma sobre la capacidad de mezclado vertical y en la ocurrencia de transformaciones químicas. La humedad específica, magnitud conservativa, es válida a la hora de representar la cantidad absoluta de humedad existente en la atmósfera.

Con el objetivo de conocer la variabilidad temporal de estas propiedades, los ciclos diarios han sido calculados, tanto en la estación cálida (junio-septiembre), como en la fría (noviembre-febrero). Con esta separación se pretende determinar con mayor aproximación las propiedades de cada tipología durante el año, eliminando de esta manera la posibilidad de considerar como resultados globales aquellos que hubieran sido obtenidos durante algún periodo concreto del año, tal y como ocurre para las masas de aire árticas y centroeuropeas, las cuales son únicamente observadas durante el periodo frío.

La figura 4.10 muestra los ciclos diarios de temperatura potencial y humedad específica para cada tipología de masa de aire en ambos periodos. Se observa que la temperatura

potencial presenta un ciclo diario definido para ambas etapas, con máximos en las horas centrales (12:00 – 14:00 UTC) y mínimos durante el periodo nocturno (4:00-7:00 UTC). En el caso de la humedad específica ésta registra durante el periodo frío una evolución diaria prácticamente constante y una mayor variación diaria durante el cálido, localizándose los valores mínimos y máximos en el rango de 5:00 – 6:00 UTC y de 14:00 – 16:00 UTC, respectivamente. Este comportamiento de la humedad específica muestra la elevada homogeneidad que presenta esta variable durante el periodo frío del año, como consecuencia de la escasa variabilidad diaria que registran los procesos de evaporación del agua.

Un análisis de los resultados de temperatura potencial durante ambos periodos muestra que el rango térmico durante el periodo frío (292-276 K) es mayor que durante el cálido (304-291 K), como resultado de la llegada de masas de aire más frías procedentes de las regiones de centroeuropa y del norte durante el mismo. Puede comprobarse como el conjunto de masas de aire, durante el periodo cálido, incrementan su temperatura potencial respecto al periodo frío en un rango entre los 7-11 K, siendo las circulaciones del Mediterráneo las que experimentan una mayor variación térmica, pudiendo ser debido a la mayor oscilación térmica que registra el mar Mediterráneo a lo largo del año.

Dentro de estos rangos se comprueba la mayor homogeneidad térmica que registran las masas de aire durante el periodo cálido, al no alcanzar diferencias de unas a otras superiores a los 2 K. En el periodo frío, éstas llegan a los 8 K en la noche (mínimos diarios) y a los 4 K durante el día (máximos diarios). Estas diferencias estarían asociadas a las mayores variaciones térmicas que se registran entre las diferentes regiones de procedencia de masas de aire durante el periodo frío del año en virtud de sus características continentales o marítimas, así como a la mayor homogeneidad que se registra en el periodo diurno frente al nocturno durante esta época del año.

Los resultados de humedad específica muestran que las variaciones diarias oscilan en el cálido entre los 14-10 g kg⁻¹ y en el frío entre los 8-3 g kg⁻¹. Del periodo cálido al frío las masas de aire ven reducido su contenido de vapor de agua en un rango en torno a los 7 g kg⁻¹, destacando, en este sentido, el mayor descenso que experimentan las circulaciones británicas. Esta disminución de humedad estaría derivada de la menor intensidad de los procesos de evaporación (incluyendo la transpiración) durante este periodo, al verse disminuida la intensidad de la radiación solar incidente y, por tanto, la energía disponible por las moléculas de agua para evaporarse.

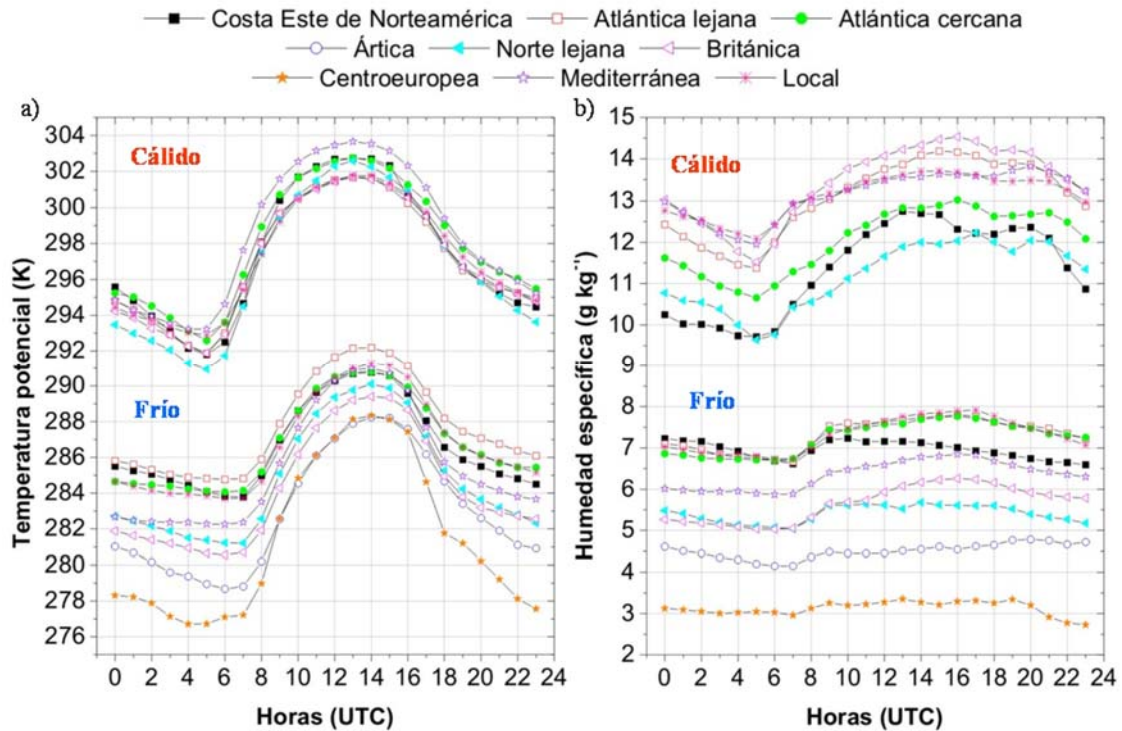


Figura. 4.10. Evolución de los ciclos diarios de a) temperatura y b) humedad específica según el tipo de masa de aire durante el periodo cálido (Junio-Septiembre) y frío (Noviembre-Febrero) representativo del periodo 2000-2007 sobre la estación de El Arenosillo a 500 m de altura.

Mientras que las diferencias a lo largo del día que se establecen entre los ciclos diarios de humedad se encuentran en torno a los 2 g kg^{-1} durante el periodo cálido, en el periodo frío éstas se incrementan, manteniéndose prácticamente constantes en los $4\text{-}5 \text{ g kg}^{-1}$. Este comportamiento respondería al hecho de que durante el periodo frío existe una mayor diferencia en las características termodinámicas que presentan las distintas regiones de procedencia, así como que estas propiedades son mantenidas durante un mayor periodo de tiempo, frente a la mayor variación temporal que pueden experimentar en el periodo cálido.

Atendiendo a estos resultados, para identificar las diferentes tipologías de masas de aire incidentes sobre el suroeste de la Península Ibérica, el empleo de la humedad específica se revelaría como un parámetro más adecuado frente a la temperatura potencial, ya que presenta un mayor rango de variación que esta última a lo largo del año y las diferencias existentes entre las distintas masas de aire es más acentuada.

Durante el periodo cálido es posible distinguir dos grandes grupos respecto a los ciclos diarios de humedad específica. El primero de ellos estaría formado por las circulaciones norteamericanas, las lejanas del norte y las atlánticas cercanas, siendo este grupo el que presenta los registros más bajos de humedad, frente al formado por el resto de

tipologías, entre las que destacan las circulaciones británicas al ser las que presentan los valores más elevados. Durante el periodo frío, se observa el grupo formado por las procedentes de centroeuropa y árticas, más secas, un segundo conjunto, más húmedas, en el que se encuentran las norteamericanas, las atlánticas, mediterráneas y locales, y un tercero en el que se agrupan las lejanas del norte y las británicas.

4.4. Configuraciones sinópticas asociadas a cada tipología de masa de aire.

Para finalizar este capítulo, en esta sección se aborda uno de los objetivos principales, como es la identificación de aquellas configuraciones sinópticas más influyentes sobre la región de estudio. Esta identificación se ha realizado tomando como referencia el conjunto de masas de aire identificadas previamente y el posterior estudio de los mapas isobáricos asociados. De esta manera, la definición de cada uno de los escenarios meteorológicos principales sobre Andalucía occidental se asocia a la llegada de cada tipología de masa de aire. Así, los diferentes escenarios meteorológicos serían aquellos en los que esta región se encuentra sometida a advecciones de flujos del oeste, del norte, mediterráneos, del sur o locales, considerándose siempre las diferentes tipologías definidas previamente. Dentro de este conjunto de escenarios, no hay que olvidar que en esta región el desarrollo de fenómenos de mesoescala son frecuentes, no habiéndose considerado en esta sección, como ya se comentó en la sección 4.3.1 de este capítulo.

Para llevar a cabo la identificación de las configuraciones sinópticas asociadas a cada escenario se tomaron como referencia un conjunto de días representativos de cada una de las trece circulaciones de masas de aire identificadas en la sección 4.3.1. El análisis se basó en la comparativa de los mapas sinópticos de superficie proporcionados por el Servicio Meteorológico Nacional del Reino Unido, Met Office, (www.metoffice.gov.uk) a las 00:00 UTC. Considerando que algunas circulaciones presentan una mayor frecuencia de ocurrencia en niveles verticales superiores, principalmente a 1500 m, se han consultado también mapas sinópticos correspondientes a 850 hPa, representativos de esta altura.

Este estudio parte de considerar cada una de las tipologías de masas de aire por separado. Sin embargo, al haberse identificado configuraciones sinópticas comunes se han agrupado los resultados en virtud de la región de procedencia de las masas de aire. Esta similitud refuerza la validez de los resultados obtenidos en la comparativa en altura, realizada en la sección 4.3.5 de este capítulo.

Regiones Norteamérica (NA) y Atlánticas.

Dentro de este grupo han sido incluidas las configuraciones sinópticas asociadas a la llegada de los tres tipos de masas de aire procedentes de Norteamérica, denominadas costa oeste (NAW), centro (NAC) y costa este (NAE), así como de aquellas en la que su región de procedencia es el Atlántico denominadas como lejanas (FA) y cercanas (SA).

Por su recorrido puramente atlántico, la llegada de este tipo de advecciones del oeste sobre el suroeste de la Península Ibérica se encuentra condicionado por las configuraciones sinópticas que se desarrollan sobre el océano Atlántico. De esta forma ambos conjuntos de masas de aire están asociados a similares configuraciones sinópticas, además de a las propias específicas de cada tipología. Esta compatibilidad entre este tipo de circulaciones ya ha sido observada en los resultados mostrados en la tabla 4.2, revelando la existencia de una elevada compatibilidad en altura entre la llegada de masas de aire norteamericanas y las atlánticas lejanas.

A partir de los mapas a nivel superficial, se ha observado que la advección de masas de aire procedentes del oeste se encuentra asociada a dos configuraciones básicas principales. La primera de ellas destaca por encontrarse el Atlántico norte bajo la influencia de un centro de bajas presiones descolgado de latitudes más altas (figura 4.11a). Este tipo de configuración genera la existencia de un canal de comunicación entre Norteamérica y el sur de Europa, estando principalmente asociada a la llegada de masas de aire norteamericanas. Así mismo, por su desarrollo vertical e intensidad, provoca la existencia de un elevado forzamiento sinóptico en el que se establece la llegada de flujos norteamericanos en los tres niveles de altura considerados.

La otra configuración está vinculada a un mayor número de advecciones del oeste, ya que está definida por la combinación que se establece entre los centros béricos de altas y bajas presiones sobre el Atlántico, favoreciendo la creación de “pasillos” de flujos hacia el suroeste de la Península Ibérica. Esta configuración parte de tomar como referencia la posición que adoptan las altas presiones del Atlántico Subtropical, con centro al sur, oeste o suroeste de las Azores. Por este motivo, y dependiendo de la posición que adopten estos centros de presión, se establecerá una dinámica de flujos que permitirá la llegada de cualquiera de estos tipos de advecciones del oeste. De esta forma puede justificarse la alta compatibilidad existente entre las circulaciones del oeste para los diferentes niveles verticales, observada en la tabla 4.1.

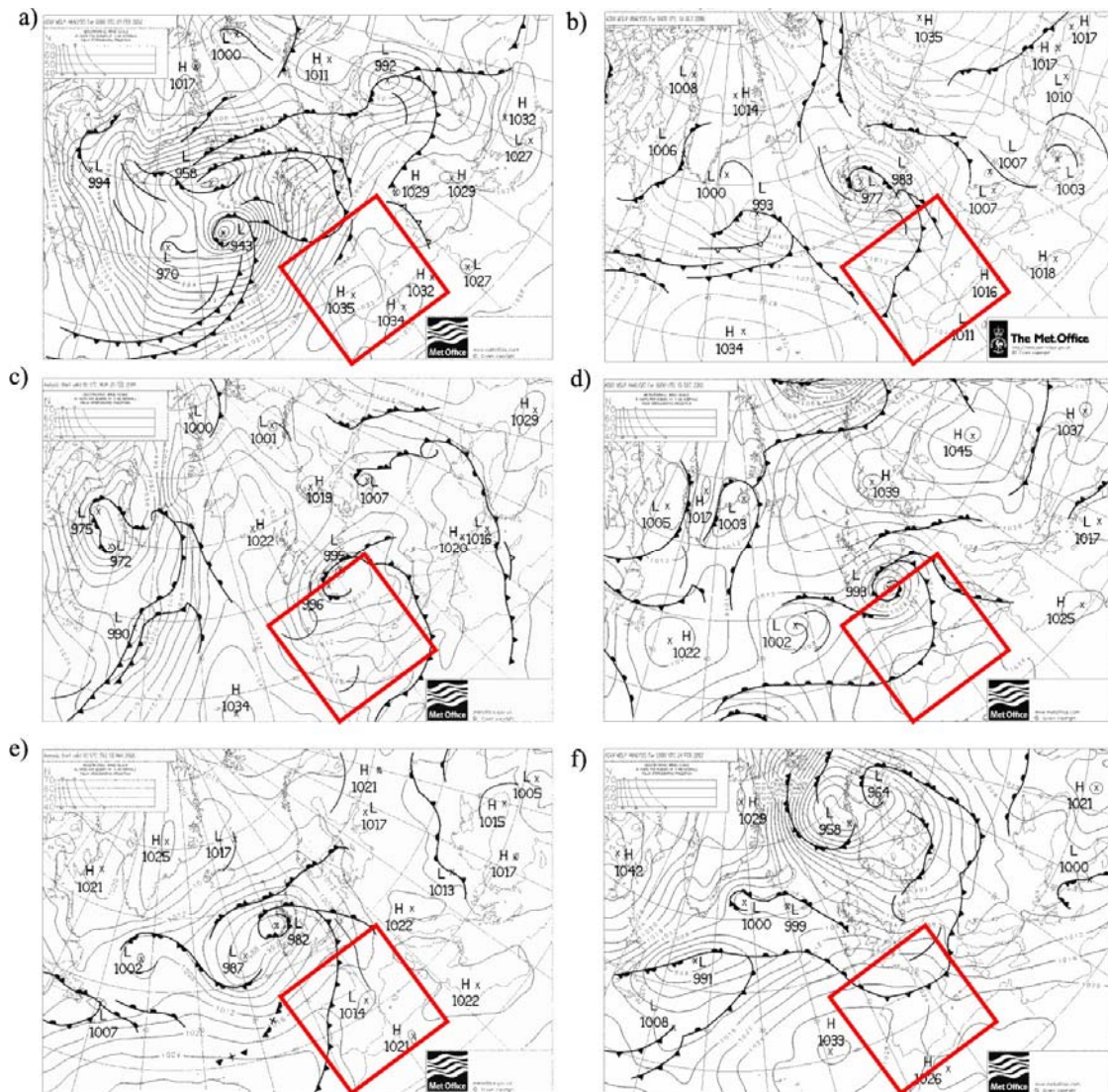


Figura 4.11. Situaciones sinópticas representativas de la advección de masas de aire Norteamericanas (a, b), Atlánticas lejanas (c, d), Atlánticas cercanas (e, f) sobre el suroeste de la Península Ibérica.

Dentro de la posible disposición que posean los centros báricos se han definido dos tipos de configuraciones vinculadas al desplazamiento de masas de aire norteamericanas. La primera de ellas se caracteriza por presentar una configuración sinóptica en la que se combina la presencia de bajas presiones en latitudes medias con una disposición al sur de éstas del anticiclón de las Arozes (figura 4.11b). Mientras que, la segunda configuración bárica presenta una distribución en la que el anticiclón de las Azores se localiza de sur-norte sobre la zona central del Atlántico, y dos centros báricos de bajas presiones a ambos lados, sobre la costa norteamericana y sobre el sur de Europa (figura 4.11c).

La llegada de masas de aire atlánticas lejanas ha sido observada bajo configuraciones sinópticas que se caracterizan por la presencia sobre la costa este norteamericana de un anticiclón y, a continuación, sobre el Atlántico, la combinación de un centro de bajas

presiones al norte y de altas presiones al sur, favoreciendo la creación de un pasillo de flujos hacia el suroeste de la Península Ibérica (figura 4.11d). Otro tipo de configuración favorable a la advección de estos flujos atlánticos es aquella en la que el anticiclón de las Azores se extiende sobre el Atlántico en combinación con un centro de bajas presiones localizado al norte (figura 4.11e). Por último, las situaciones sinópticas que favorecen la llegada de masas de aire atlánticas con menor recorrido son muy similares a las asociadas con las atlánticas lejanas, caracterizándose por una disposición del anticiclón de las Azores más próxima a la Península Ibérica en combinación con centros de bajas presiones al norte (figura 4.11f).

Norte.

Dentro de este grupo se ha encuadrado un conjunto de advecciones procedentes del norte, como son las árticas (FNA), del norte lejanas (FNF) y las advecciones centroeuropeas (EAC) y británicas (EAB). Por la proximidad de las regiones de procedencia, así como, por el recorrido norte-sur que experimentan las masas de aire, el análisis de los mapas sinópticos ha revelado la existencia de configuraciones sinópticas comunes en la que la posición que adoptan los centros de acción implicados repercute en la llegada de un tipo u otro de masa de aire sobre el suroeste de la Península Ibérica.

La advección de masas de aire del norte está principalmente asociada a la canalización de flujos que se establece debido a la extensión hacia latitudes más altas del centro de altas presiones de las Azores, adoptando una disposición principal a lo largo del eje norte-sur, en combinación con centros ciclónicos localizados al este del mismo.

De esta forma, la advección de circulaciones árticas está gobernada por la creación de un intenso pasillo de flujos, a raíz de la posición del anticiclón de las Azores al oeste de la Península Ibérica, llegando a alcanzar latitudes próximas a Islandia, y la presencia de centros de bajas presiones al este (figura 4.12a). Esta configuración, atendiendo a los resultados de la tabla 4.2, ejerce un forzamiento dinámico en niveles superiores sobre las circulaciones del norte de menor recorrido. Esta misma configuración, en el caso de que el anticiclón no alcance latitudes tan elevadas (figura 4.12b), se encuentra también asociada a la llegada de las masas de aire denominadas como lejanas del norte, así como a la advección de masas de aire británicas, si el límite latitudinal del anticiclón se sitúa en el entorno de las Islas Británicas (figura 4.12c).

Bajo esta misma influencia del centro anticiclónico de las Azores también se establece la llegada de masas de aire centroeuropeas. En este caso concreto, la generación de un

pasillo de flujos del noreste sobre el suroeste de la Península Ibérica está derivado de la combinación entre el mayor radio de acción del anticiclón, favoreciendo que el centro de Europa se encuentre sometido a la influencia de su ramal oriental y la presencia de centros de altas o bajas presiones más al sur del continente Europeo (figura 4.12d).

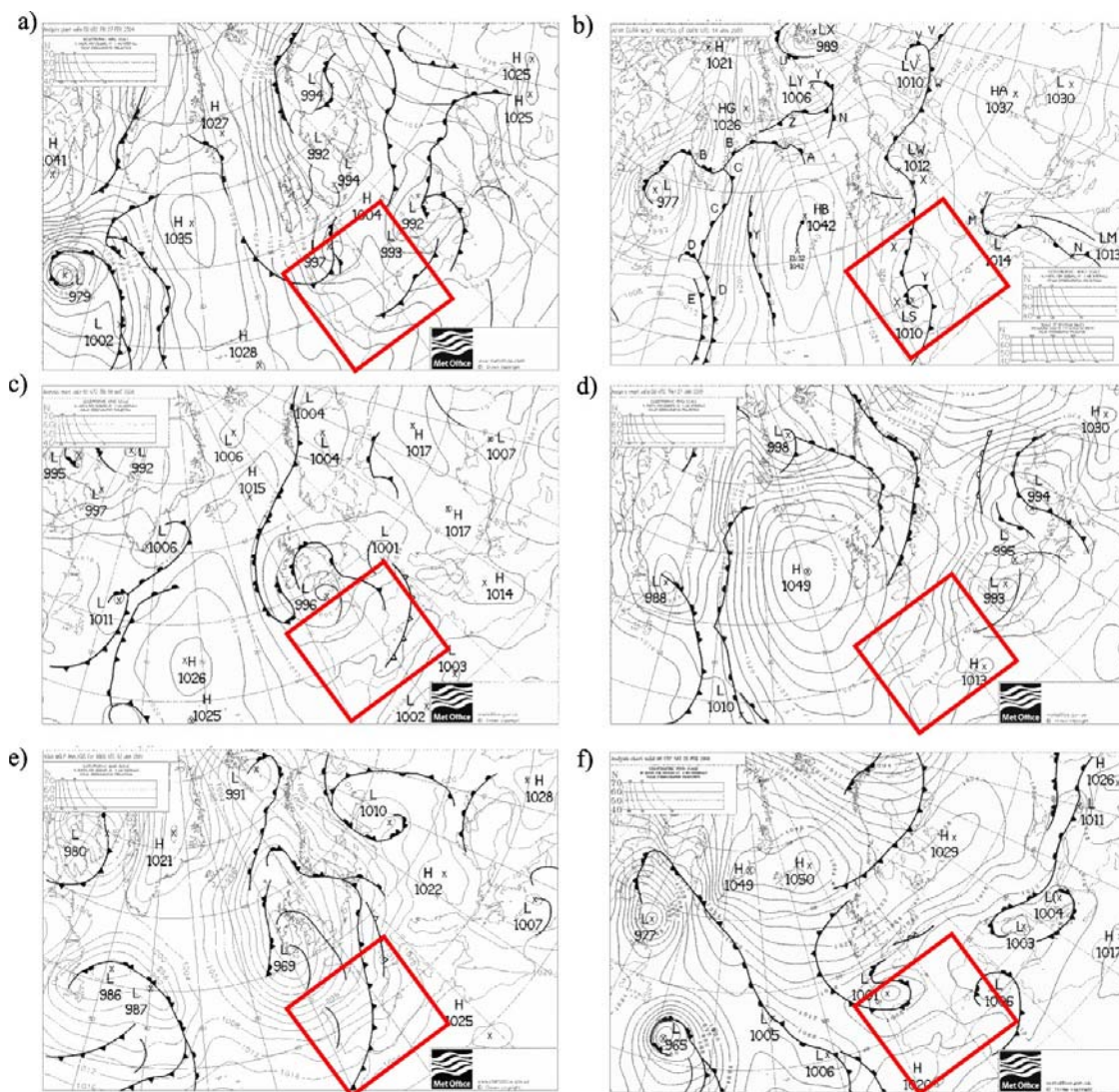


Figura 4.12. Situaciones sinópticas representativas de la advección de masas de aire a) Árticas, b) Norte Lejanas, c) Británicas, d) Centro europeas, e) Norte Lejanas, y f) Británicas, sobre el suroeste de la Península Ibérica.

Además de esta configuración, la llegada de masas de aire procedentes del norte también se observa bajo una configuración sinóptica en la que la Península Ibérica se encuentra bajo la influencia del radio de acción de un centro ciclónico situado más al norte. En este caso, la posición que adopte este centro respecto a la Península Ibérica, y su mayor o menor extensión hacia latitudes más altas, condicionará la llegada de un tipo u otro de circulación.

Como ejemplo de este tipo de configuración bórica, en la figura 4.12e se muestra que la Península Ibérica se encuentra bajo la influencia del ramal meridional de un potente centro de bajas presiones localizado sobre las Islas Británicas en combinación con un centro de altas presiones más al sur, favoreciendo, la llegada de masas de aire norte lejanas. En la figura 4.12f, se observa como al norte de la Península Ibérica se establece un centro de bajas presiones, favoreciendo la advección de las masas de aire británicas.

Mediterráneas.

La llegada de este tipo de masas de aire procedentes del entorno mediterráneo se ha vinculado a dos posibles configuraciones isobáricas. En una de ellas (figura 4.13a) se observa en superficie la presencia de un anticiclón con centro sobre el canal de la Mancha, alargado hacia el sur hasta el norte de África y hacia centroeuropa. Bajo esta disposición, el margen meridional del anticiclón ejerce sobre el sur de la Península Ibérica el establecimiento de un sentido de flujos del este-oeste.

Una segunda configuración a favor del tránsito de masas de aire mediterráneas, se encuentra caracterizada por la combinación de dos factores principales (figura 4.13b), como son el predominio sobre la cuenca mediterránea de un escaso gradiente isobárico y el desarrollo de bajas y altas presiones relativas que determinan una dinámica de flujos que permite la llegada de este tipo de masas de aire sobre el suroeste de la Península Ibérica.

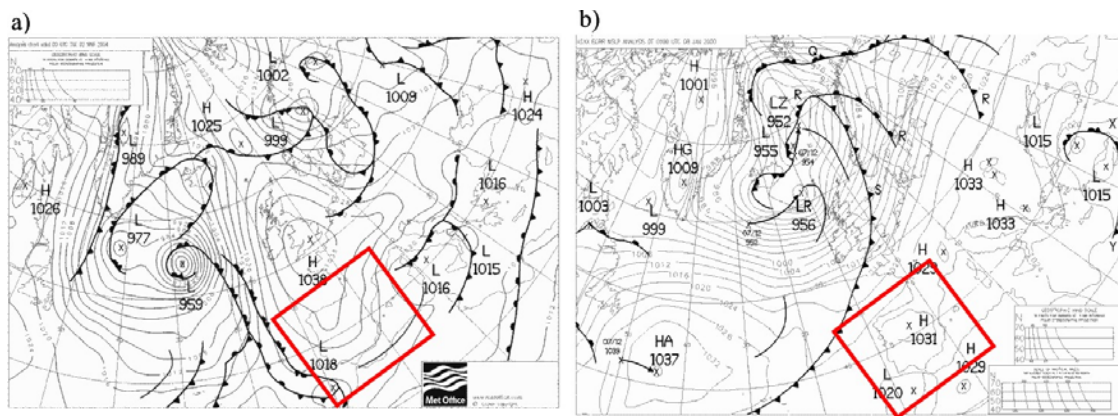


Figura 4.13. Situaciones sinópticas representativas de la advección de masas de aire Mediterráneas sobre el suroeste de la Península Ibérica. Fuente: Servicio Meteorológico de Gran Bretaña (Met Office).

Sur.

La caracterización del comportamiento espacial y temporal de las circulaciones del suroeste (SW) y africanas (SA), muestra que su mayor frecuencia de ocurrencia se encuentra en niveles elevados, principalmente a 1500 m. Por este motivo se ha combinado el mapa sinóptico en superficie con la información que suministra el mapa sinóptico en el nivel de 850 hPa.

El análisis de los mapas muestra que la advección de masas de aire del suroeste se encuentra vinculada a la localización de un centro de bajas presiones al oeste/suroeste de la Península Ibérica, de tal forma que su centro de acción alcance latitudes más al sur. En el caso concreto de la figura 4.14a se observa la existencia de un centro ciclónico secundario asociado al centro más potente situado más al norte, mientras que en el ejemplo de la figura 4.14b se muestra la presencia de un centro depresionario al oeste, en el que los flujos del sur son favorecidos por la influencia que este ejerce sobre toda la región al sur/suroeste de la Península Ibérica.

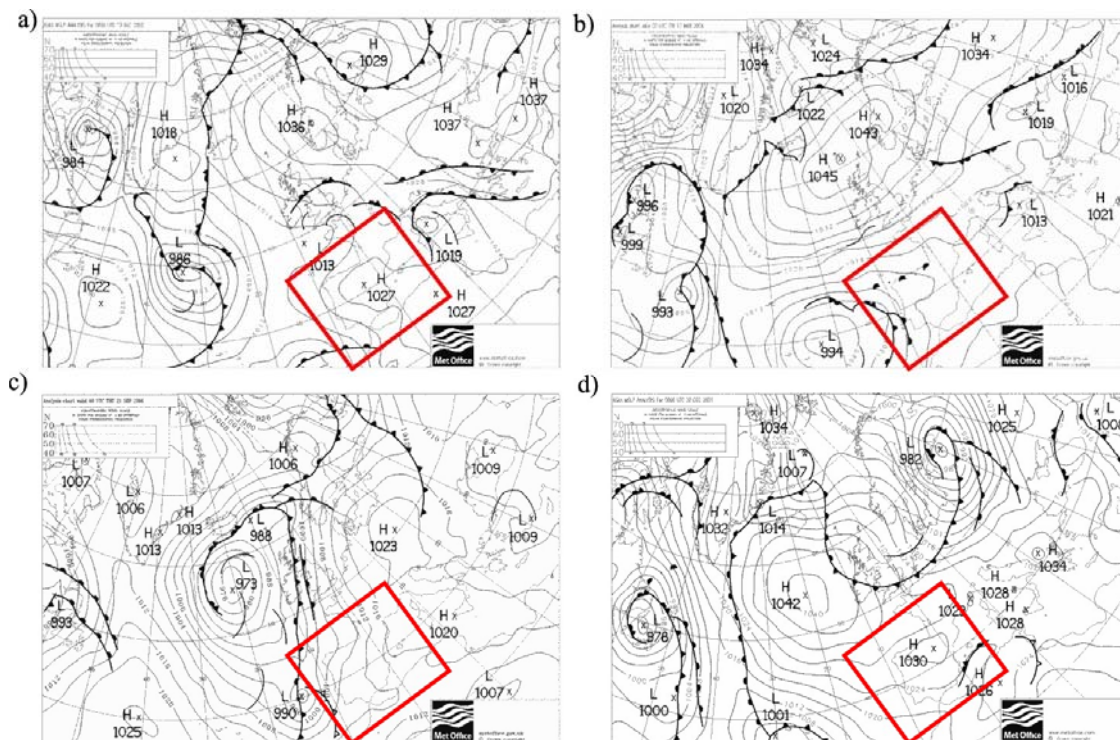


Figura 4.14. Situaciones sinópticas representativas de la advección de masas de aire del Suroeste (a, b) y Saharianas (c, d) sobre el suroeste de la Península Ibérica. Fuente: Servicio Meteorológico de Gran Bretaña (Met Office).

La llegada de masas de aire procedentes del norte de África, principalmente originarias del desierto del Sahara, se encuentra asociada a una serie de configuraciones sinópticas. Tal y como se recoge en Rodríguez et al. (2001), en estos casos la situación sinóptica

debe estar regida por depresiones situadas al oeste o al suroeste de la Península Ibérica (costa de Portugal o la región entre el cabo San Vicente, el estrecho de Gibraltar y las Islas Canarias), al igual que ocurre en el caso de las advecciones del suroeste (figura 4.14c), o cuando el anticiclón del norte de África (por lo general colocado entre Argelia y Egipto a nivel 850 hPa) se desplaza hacia el Este o el Sudeste de la Península Ibérica (figura 4.14d).

Circulaciones locales.

El desarrollo de circulaciones locales, aquellas que presentan un recorrido inferior a los 1200 km, está ligado a configuraciones sinópticas que destacan por registrar condiciones atmosféricas anticiclónicas, con formación de centros de altas o bajas presiones relativas, o a la influencia sobre la Península Ibérica de ramales de centros béricos más potentes.

El más importante de estos escenarios atmosféricos está asociado a la presencia del Anticiclón de las Azores sobre la Península Ibérica (figura 4.15a,b), marcando el desarrollo de las condiciones meteorológicas y potenciando el predominio de circulaciones de menor recorrido. Estas condiciones son reforzadas en muchos momentos por la intrusión desde el norte de África de masas de aire cálidas y estables, permitiendo de esta forma alcanzar un mayor desarrollo vertical de este tipo de circulaciones.

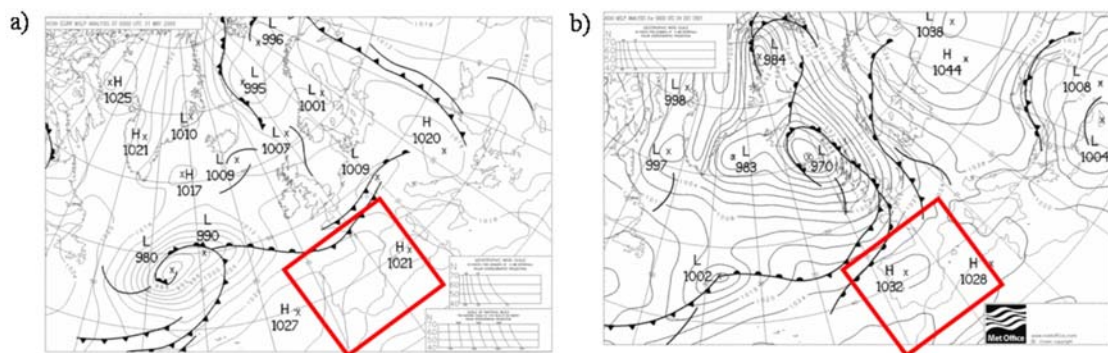


Figura 4.15. Situaciones sinópticas representativas de la advección de masas de aire locales sobre el suroeste de la Península Ibérica. Fuente: Servicio Meteorológico de Gran Bretaña (Met Office).

Este conjunto de resultados obtenidos en esta sección son coherentes con los mostrados en Sánchez (1993) y Martín-Vide (2005) para el conjunto de la Península Ibérica. Por este motivo, serán la base a partir de la cual se seleccionarán las futuras jornadas

representativas de cada una de ellas, que serán posteriormente analizadas en profundidad en futuros capítulos.

4.5. Conclusiones.

Este capítulo ha estado compuesto por el análisis y caracterización meteorológica del conjunto de retrotrayectorias diarias a 5 días (periodo 1997 a 2007) y a tres alturas (500 m, 1500 m y 3000 m), tomando como referencia la estación de El Arenosillo (suroeste de la Península Ibérica).

El cálculo de retrotrayectorias ha sido realizado mediante el modelo meteorológico HYSPLIT, utilizándose los ficheros meteorológicos, FNL y GDAS, como información de entrada. La información meteorológica de estos ficheros, así como la representatividad de las trayectorias calculadas, ha sido verificada mediante la utilización de sondeos meteorológicos y la realización de un proceso de comparativa entre los resultados clusters.

La aplicación de técnicas clusters ha permitido identificar ocho regiones principales de procedencia y 13 tipos diferentes de masas de aire. Se ha observado una importante relación entre la altura vertical de referencia y la tipología de masa de aire, condicionada tanto por las características de la región de procedencia como por los flujos atmosféricos. Se puede destacar que las advecciones del oeste registran una ocurrencia más elevada en el nivel de 3000 m, debido a la influencia de los flujos zonales del oeste. Mientras que, las circulaciones originarias del Sahara y del Mediterráneo se presentan normalmente en los niveles de 1500 m y 3000 m, debido a las diferentes condiciones térmicas de sus zonas de procedencia.

El estudio estacional ha permitido establecer una evolución continuada durante el año referente a la tipología y frecuencia de masas de aire sobre el suroeste de la Península Ibérica. El invierno y verano son los periodos de referencia, alcanzando una mayor frecuencia de circulaciones de mayor y de menor recorrido respectivamente, mientras que la primavera y el otoño son considerados como las estaciones de transición entre una y otra.

La comparativa realizada entre alturas ha puesto de manifiesto la existencia de una elevada correlación en la identificación de masas de aire procedentes de las regiones fuente del oeste, norte y de menor recorrido en los tres niveles considerados. Tomando

cada tipología de masas de aire se observa la existencia de un mayor desacople entre niveles, aunque siempre mostrando un mayor grado de variación aquellas que poseen un escaso tiempo de vuelo respecto a las procedentes del oeste y norte.

La caracterización de temperatura potencial y humedad específica de cada tipología de masa de aire han permitido establecer una variación en la estación calurosa del año (junio-septiembre) entre los 291 K-304 K y 9.5-14.5 g kg⁻¹. Mientras que, en la estación fría, fueron de 276 K-292 K y 8-3 g kg⁻¹ respectivamente. En este último periodo se ha observado una mayor y clara variabilidad entre masas de aire.

Por último, se identificaron aquellas configuraciones sinópticas asociadas a la llegada de cada tipología de masa de aire sobre el suroeste de la Península Ibérica, permitiendo determinar aquellas situaciones atmosféricas que favorecen el desarrollo de los escenarios meteorológicos que se registran sobre esta región. A modo de resumen en la tabla 4.3 se muestran los resultados obtenidos.

Tabla 4.3. Masas de aire identificadas sobre el suroeste de la Península Ibérica y configuraciones sinópticas asociadas.

Región	Tipo de masas de aire	Configuración sinóptica asociada
Norteamérica	Costa oeste.	Célula ciclónica sobre el Atlántico norte
	Central.	o
	Costa este.	Anticiclón de las Azores en asociación con centros de altas y bajas presiones.
Norte	Atlántica rápida.	Anticiclón de las Azores en asociación con centros de altas y bajas presiones.
	Atlántica lenta.	
	Ártica.	Extensión del anticiclón de las Azores al norte en combinación con células ciclónicas al oeste.
	Norte rápida	o
Norte	Británica	Centro de bajas presiones al norte de Península Ibérica.
	Centroeuropea.	Extensión del anticiclón de las Azores al nordeste, sobre el área centroeuropea.
	Mediterránea.	Anticiclón con centro sobre el canal de la Mancha y extendiéndose hacia el sur.
		o
Sur	Suroeste.	Escaso gradiente isobárico sobre el Mediterráneo con desarrollo de bajas y altas presiones relativas.
		Centro de bajas presiones al oeste/suroeste de la Península Ibérica.
	Africana.	Depresiones situadas al oeste o del suroeste de la Península Ibérica
		o
		Anticiclón del norte de África desplazado hacia el este o el sudeste de la Península Ibérica.
	Local.	Anticiclón de las Azores sobre la Península Ibérica.

CAPÍTULO 5

ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD DEL MODELO METEOROLÓGICO DE MESOESCALA WRF-ARW

5.1. Introducción.

A partir de los escenarios meteorológicos identificados en el capítulo anterior, se planteó la necesidad de profundizar en su desarrollo espacial y temporal. Para ello se recurrió al empleo de un modelo meteorológico que mejor se adaptase a las necesidades de este trabajo. Sin embargo, la aplicación de cualquier modelo, y el posterior tratamiento y análisis de sus resultados no es directa, ya que es necesario realizar dos etapas preliminares.

En primer lugar se hace necesario seleccionar el modelo que mejor se ajuste a los requerimientos que plantea este trabajo. En segundo lugar hay que realizar un análisis de sensibilidad que consiste en realizar una comparativa entre los resultados simulados por el modelo y las observaciones meteorológicas reales. Estos estudios tienen como objetivo obtener una adecuada configuración de trabajo sobre el área geográfica en la que se aplica, de manera que sus resultados posean la máxima validez posible. Simultáneamente, las modificaciones que se realizan en el modelo para alcanzar un mayor nivel de aproximación a las observaciones, permiten conocer el papel que desempeñan las parametrizaciones implementadas en la resolución de las ecuaciones atmosféricas.

Considerando ambos requerimientos, este capítulo tiene como objetivo principal la definición de una configuración óptima de trabajo del modelo meteorológico WRF-ARW sobre la región de Andalucía occidental.

5.2. Modelo de mesoescala: Weather Research and Forecasting (WRF).

Como ya se ha mencionado en el capítulo 2, un modelo meteorológico de predicción (WPS, Weather Prediction System) es aquel capaz de resolver, a partir de unas condiciones iniciales y de contorno, un conjunto de leyes físicas que gobiernan la atmósfera y obtener las condiciones meteorológicas previstas para un tiempo futuro. En la actualidad existe en la comunidad científica un amplio conjunto de WPS disponibles. Para la selección y posterior aplicación de un modelo meteorológico se deben considerar dos aspectos: i) la escala espacial de los fenómenos meteorológicos que se pretenden estudiar, y ii) la propia cobertura espacial de la región de estudio.

Como ya se ha mencionado el área de trabajo es Andalucía occidental y el objetivo planteado es conocer con detalle sus características meteorológicas. Por estos motivos se ha considerado que debe emplearse un modelo meteorológico de mesoescala. Este tipo de modelos son también conocidos como modelos de área limitada (LAM, Limited Area Model) (Stenger, 2000). Éstos son modelos en los que el dominio de aplicación comprende una región específica y poseen unos límites laterales perfectamente definidos, al contrario de lo que ocurre en los modelos globales aplicados sobre todo el globo terrestre.

En Pielke (1984) se define la escala horizontal de los modelos de mesoescala en un rango que oscila de varios, a cientos de kilómetros, mientras que el desarrollo vertical se extiende desde niveles muy superficiales hasta las regiones más altas de la troposfera. Por su desarrollo espacial estos modelos pueden ser empleados en el estudio de circulaciones asociadas a forzamientos orográficos, térmicos, como son los fenómenos de brisas, así como a aquellos fenómenos originados por procesos de convección, como en el caso de nubes, teniendo, en todo caso, un desarrollo temporal que oscila entre horas y días.

En la actualidad existe un elevado número de modelos de mesoescala, entre los que se pueden mencionar el High Resolution Limited Area Model (HIRLAM) (Unden et al., 2002) (<http://hirlam.org>), creado en 1958 y utilizado actualmente por varias agencias de meteorología nacionales en Europa, como la española (AEMET), la holandesa (KNMI) o la finlandesa (FMI), el Regional Atmospheric Modelling System Model (RAMS) (Pielke et al., 1992; Cotton et al., 2003) (<http://rams.atmos.colostate.edu>), desarrollado por la Universidad de Colorado a principios de los años 80; el Mesoscale no-Hydrostatic Atmospheric Simulation System (Meso-NH) (Lafore et al., 1998) (<http://mesonh.aero.obs-mip.fr/mesonh>) utilizado y desarrollado por la comunidad científica francesa, la 5th Generation Mesoscale Model (MM5) (Dudhia, 1993) (<http://www.ucar.edu/mm5>), desarrollado por el grupo de predicción mesoescalar del Mesoscale and Microscale Meteorology Division (NCAR), o el Weather Research and Forecasting (WRF) (<http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/>).

De los citados previamente se ha seleccionado el modelo de investigación y previsión del tiempo denominado Weather Research and Forecasting (WRF). Esta elección se fundamenta en que se trata de un modelo de mesoescala que incorpora los últimos avances en modelización mesoescalar (Skamarock et al., 2008), a lo que se le une su progresiva implantación como modelo de referencia en la comunidad científica mundial en estudios de investigación atmosférica.

Este modelo ha sido aplicado satisfactoriamente en diferentes lugares del mundo, como en Europa (Borge et al., 2008; Trentmann et al., 2009), Asia (Xiao et al., 2009; Xu et al., 2009), la Antártida (Powers, 2007) o el Ártico (Hines et al., 2008; Bromwich et al., 2009). Así mismo, se ha aplicado a diversos tipos de estudios, como el régimen de vientos (Challa et al., 2009; Papanastasiou et al., 2010; Jiménez et al., 2010), la precipitación (Davis et al., 2006; Kumar et al., 2008; Weisman et al., 2008), la capa límite atmosférica (O'Neill et al., 2010; Rahn et al., 2010), o los huracanes (Davis et al., 2008; Kieu et al., 2008). Esta amplia utilización del modelo WRF permite que se encuentre en continuo proceso de mejora, posibilitando un mayor entendimiento de los fenómenos atmosféricos. Prueba de este continuo desarrollo del modelo es el empleo de la versión 2.2 (http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/wrfv2/wrf_model.html) en esta memoria de Tesis y como actualmente ya está disponible la versión 3.2.

5.2.1. Descripción general del modelo de mesoescala WRF.

El modelo WRF es el resultado del esfuerzo de colaboración de numerosas instituciones mundiales, entre las que se encuentran el National Center for Atmospheric Research (NCAR), Mesoscale and Microscale Meteorology (MMM) Division, o el Nacional Oceanic and Atmospheric Administration's (NOAA), además de diversas universidades y grupos de investigación.

Por las propias características que presenta, el modelo WRF puede considerarse como el sucesor del modelo de mesoescala Meso-scale Modelling versión 5 (MM5) (Dudhia, 1993), desarrollado por la Pennsylvania State University junto con el Nacional Center for Atmospheric Research (NCAR), el cual es una referencia mundial en estudios meteorológicos de mesoescala (Rotunno et al., 2001; Dupont et al., 2004; Shi et al., 2010).

Ecuaciones primitivas.

Como todo modelo meteorológico cualquier resultado numérico sobre la distribución y la evolución de las variables atmosféricas obtenido a raíz de la resolución de las ecuaciones básicas que gobiernan la atmósfera debe satisfacer un conjunto de principios de conservación. Al ser el WRF un sistema de predicción numérico de mesoescala, estos principios son: i) la conservación de la masa o ecuación de continuidad, ii) conservación del momento, iii) conservación de la energía, iv) conservación del vapor de agua, del

agua líquida y sólida, y v) conservación de gases y material particulado (Pielke, 1984). A continuación se presenta la expresión matemática de cada una de estas ecuaciones de conservación respecto a un sistema de coordenadas cartesiano, y en notación vectorial y tensorial:

- Conservación de la masa. En la atmósfera se asume que la masa no tiene ni fuentes ni sumideros. De esta forma se considera que las modificaciones que se produzcan entre la masa inicial y final que atraviese un recinto infinitesimal se producen en el interior del mismo. Este comportamiento se puede expresar, en notación vectorial, como:

$$-(\nabla \cdot \rho \vec{V}) = \frac{\partial \rho}{\partial t} \quad (5.1)$$

donde $\vec{V}$ es el vector velocidad, $\vec{V}(x, y, z)$.

ρ es la densidad del aire, $\rho(x, y, z)$.

t es el tiempo.

Mientras que en notación tensorial la ecuación se expresa:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\frac{\partial \rho u_j}{\partial x_j} \quad (5.2)$$

donde u_j son las tres componentes del vector velocidad del viento.

x_j son las tres coordenadas espaciales ($j=1,2,3$).

- Conservación del momento. Tomando como referencia un elemento infinitesimal que se desplaza en la atmósfera, la aceleración de éste dependerá tanto de las fuerzas relacionadas con el movimiento de la Tierra como de un conjunto de fuerzas externas e independientes del movimiento, y de las fuerzas internas causadas por la interacción del elemento con el fluido durante su movimiento (viscosidad). Para el caso de escalas mesoescalares, la influencia del término viscoso es mínima en comparación con las velocidades y no se considera.

Así, la ecuación de conservación del momento en notación vectorial se puede expresar:

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla \vec{V} - \frac{1}{\rho} \nabla p - g\vec{k} - 2\vec{\Omega} \times \vec{V} \quad (5.3)$$

donde $-\frac{1}{\rho} \nabla p$ es el término de gradiente de presión.

$\vec{V} \cdot \nabla \vec{V}$ es el gradiente de la divergencia de velocidad.

$-g\vec{k}$ es el término de aceleración de gravedad.

$2\vec{\Omega} \times \vec{V}$ es el término de aceleración de Coriolis.

Mientras que en notación tensorial la ecuación de conservación es:

$$\frac{\partial}{\partial t} \rho u_i + \frac{\partial}{\partial x_j} \rho u_j u_i = -\frac{\partial p}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial x_j} \rho g_i - 2\rho \varepsilon_{ijk} \Omega_j u_k \quad (5.4)$$

donde g_i es el vector aceleración de la gravedad (0,0,-g).

Ω_j es el vector velocidad angular de la Tierra.

δ_{ij} es la delta de Kronecher.

ε_{ijk} es el tensor de Levi-Civita.

Una de los métodos de resolución de esta ley de conservación se basa en considerar despreciables las aceleraciones verticales en el seno de la atmósfera, es decir, el peso de la columna de atmósfera es igual al empuje que se realiza. A esta suposición se la conoce como “hipótesis hidrostática”, la cual implica que la ecuación de pronóstico de la componente vertical del viento pueda ser sustituida por la ecuación hidrostática:

$$\frac{\partial z}{\partial p} = -\frac{R \cdot T}{p \cdot g} \quad (5.5)$$

A todos los modelos que aplican esta aproximación en la resolución de las ecuaciones de conservación del momento se les conoce como “modelos hidrostáticos”. De esta forma, aquellos modelos que se emplean en el estudio de procesos atmosféricos en los que estos movimientos verticales no sean despreciables (por ejemplo, intensos procesos de convección) y que normalmente son aplicados en áreas de trabajo con gran resolución son conocidos como “no-hidrostáticos”.

- Conservación de energía. Esta ley de conservación se puede expresar en términos de variación de la temperatura potencial con el tiempo, por lo que también se la conoce como “ecuación de temperatura potencial”. La ecuación estándar de conservación de calor utilizada en modelos mesoescalares es:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla \theta + S_\theta \quad (5.6)$$

donde θ es la temperatura potencial.

S_θ son las fuentes y sumideros de calor expresados por cambios en la temperatura potencial (θ). En Pielke (1984) se listan cada una de las contribuciones que considera este término, como procesos de condensación y evaporación, deposición y sublimación...

y en notación tensorial:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -u_j \frac{\partial \theta}{\partial x_j} + S_\theta \quad (5.7)$$

- Conservación del agua (vapor de agua, agua líquida y agua sólida). La ecuación de conservación del agua en la atmósfera considera los tres estados en los que se puede encontrar, así como los diferentes cambios de fase que puede experimentar, y su desplazamiento en la atmósfera. Así, la ecuación vectorial es:

$$\frac{\partial q_n}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla q_n + S_{q_n} \quad (5.8)$$

donde q_n es la proporción de masa de agua en estado sólido, líquido o gaseoso presente en un volumen de aire constante ($n = 1,2,3$).

S_{q_n} son los procesos donde se produce cambio de fase, así como la pérdida o ganancia de agua a partir de reacciones químicas. Aunque éstos últimos en la mayoría de modelos mesoescalares son eliminados y por tanto este término es representativo de procesos como congelación o fusión, condensación o evaporación.

Y en notación tensorial:

$$\frac{\partial q_n}{\partial t} = -u_j \frac{\partial q_n}{\partial x_j} + S_{q_n} \quad (5.9)$$

- Conservación de otros gases y aerosoles. La ecuación de conservación proporcionada para el agua puede ser aplicada para cualquier gas o aerosol presente en la atmósfera, expresada en notación vectorial como:

$$\frac{\partial X_m}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla X_m + S_{X_m} \quad (5.10)$$

donde X_m representa cualquier especie química (dióxido de carbono, metano, dióxido de sulfuro...) excepto el agua, expresada como la masa de la sustancia en una masa de aire de volumen definido.

S_{X_m} es el término fuente-sumidero, pudiendo representar cambios de estado, transformaciones químicas o procesos de precipitación o sedimentación.

En notación tensorial esta ecuación sería:

$$\frac{\partial X_m}{\partial t} = u_j \frac{\partial X_m}{\partial x_j} + S_{X_m} \quad (5.11)$$

Proceso de ejecución.

El proceso de ejecución del modelo WRF se encuentra estructurado en tres fases principales (figura 5.1a) como son: i) el pre-procesamiento de los datos de entrada, ii) la propia ejecución del modelo, y iii) el post-procesamiento de la información simulada por el mismo. Con el fin de conocer sus características se describen, seguidamente, cada una de estas fases.

La primera etapa del modelo dedicada al pre-procesamiento de los datos de entrada (figura 5.1a), la gestiona el módulo denominado sistema de pre-procesamiento (WPS) (figura 5.1b). Este módulo tiene dos funciones principales: la definición de los dominios de simulación, es decir, indicar el área en la que se va a aplicar el modelo y el tratamiento e interpolación de los datos de superficie (características del terreno, usos o tipos de suelo, etc.) y definir los ficheros meteorológicos globales de entrada sobre cada uno de los diferentes dominios de simulación. De esta forma, el producto generado por este módulo es un fichero por dominio, en el cual se encuentra codificada, en un formato entendible por el modelo WRF, toda la información meteorológica y geográfica correspondiente a cada uno de ellos.

Para lograr este resultado final, el módulo WPS está formado por tres programas independientes denominados: geogrid, ungrid y metgrid. Como se observa en la figura 5.2, los dos primeros programas generan, de manera independiente, una serie de productos de salida que, a su vez, se corresponden con los productos de entrada del programa metgrid.

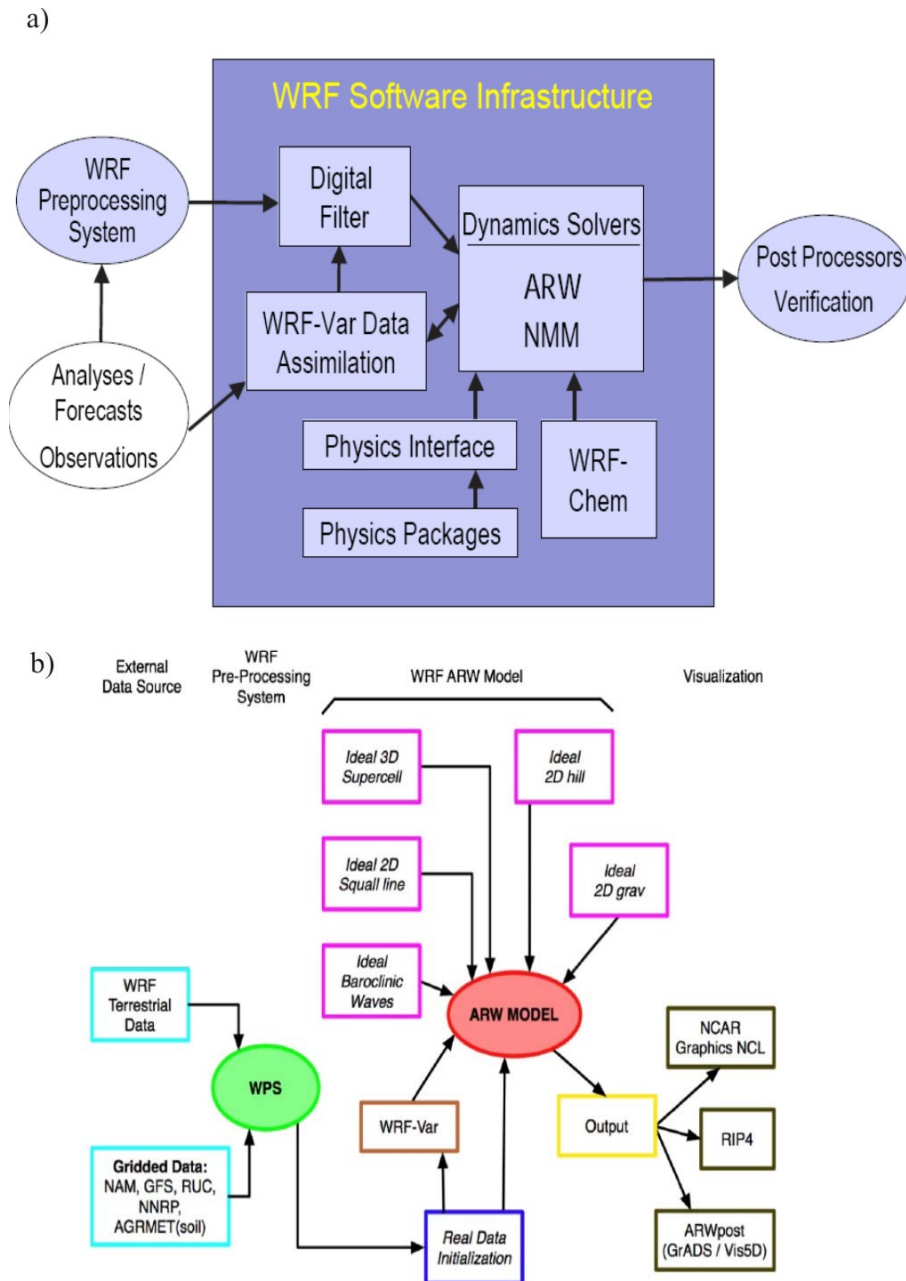


Figura 5.1. a) Componentes generales y flujos de información del modelo meteorológico de mesoescala WRF, b) Estructura interna, flujos de información y programas de ejecución del modelo meteorológico mesoescalar WRF-ARW (Skamarock et al., 2008).

Una vez definidos los dominios de trabajo, se lleva a cabo, mediante el programa geogrid, la interpolación del conjunto de datos terrestres globales (usos del suelo, altura del terreno, fracción de vegetación, etc.) sobre cada uno de los dominios. El objetivo de este programa es la generación de un fichero geográfico por dominio, el cual contiene la totalidad de información geográfica correspondiente a cada una de las regiones definidas.

El programa ungrib (figura 5.2) tiene como función la adaptación de los archivos meteorológicos de entrada globales a un formato legible por el modelo. Estos datos son

generados por modelos a escala planetaria, agrupados normalmente en lo que se conoce como archivo GRIB (Gridded Binary) (<http://www.grib.us>), el cual es un archivo compacto que almacena en formato digital, tanto información histórica (reanálisis) como predicciones de las variables meteorológicas generadas por modelos de predicción globales.

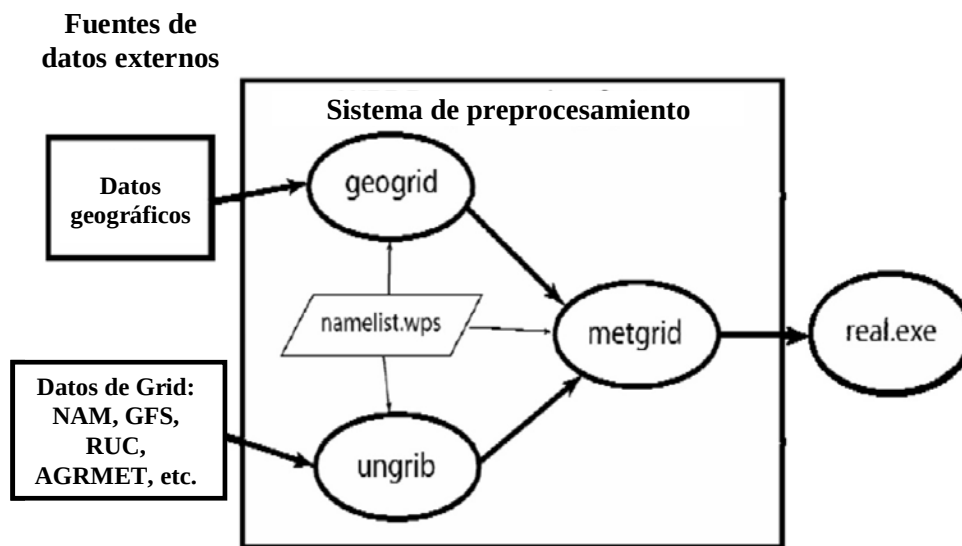


Figura 5.2. Etapas de ejecución incluidas en el pre-procesamiento de datos meteorológicos y geográficos del modelo meteorológico de mesoescala WRF-ARW.

Para realizar esta función, este programa lleva a cabo una adaptación del formato original en el que se encuentran estos ficheros a un formato intermedio (WPS), el cual es compatible con el modelo WRF. Para ello el programa ungrib recurre a la utilización de plantillas, denominadas “Vtables”, las cuales definen los campos meteorológicos que contienen los ficheros GRIB. El empleo de una u otra “Vtable” está condicionado al propio formato en el que se encuentren los datos meteorológicos en el interior de los ficheros GRIB. Existen dos formatos principales de ficheros GRIB, como son el GRIB1 (WMO, 1994) y GRIB2 (WMO, 2003), aunque es posible que puedan estar codificados en otros formatos diferentes. Una vez leído el fichero GRIB y extraídos los campos meteorológicos, el programa ungrib genera un fichero meteorológico en un formato compatible con el modelo WRF.

El producto generado por ambos programas, tanto geográfico (geogrid), como meteorológico (ungrib), se trata conjuntamente por el tercer programa que compone el modulo WPS, metgrid (figura 5.2). Éste tiene como función principal la interpolación de los datos meteorológicos globales sobre cada uno de los dominios de simulación geográficos creados por geogrid, generando la malla final de entrada al modelo. Cada una de estas mallas contiene el conjunto total de información geográfica y

meteorológica representativa de las condiciones iniciales y de contorno de la simulación. Con la generación de este producto finaliza la etapa de pre-procesamiento.

Una vez creados este conjunto de ficheros, la segunda fase de ejecución del modelo es la rutina propia de simulación del modelo WRF. En esta etapa se ejecutan los diversos paquetes de trabajo que forman la estructura interna del modelo, resolviéndose, a partir de la información contenida en los ficheros de entrada generados en el pre-procesamiento, el conjunto de ecuaciones que determinan el comportamiento de la atmósfera para cada uno de los dominios definidos.

Dentro de esta etapa de ejecución, el modelo WRF dispone de dos módulos dinámicos de trabajo diferentes, dando como resultado las dos versiones independientes y disponibles del modelo WRF: el Advanced Research WRF (ARW) desarrollado por el NCAR/MMM (Skamarock et al., 2008) y el Nonhydrostatic Mesoscale Model (NMM) (<http://www.dtcenter.org/wrf-nmm/users>) desarrollado por NOAA/NCEP (Janjic, 2003).

En la tabla 5.1 se muestran algunas de las características más relevantes de cada uno de los dos módulos dinámicos. Éstas se observan tanto en lo referente a la discretización horizontal de las variables meteorológicas (Arakawa-C para ARW y Arakawa-E para NMM), como en la integración espacial y temporal de las mismas. Para este trabajo se ha seleccionado el módulo dinámico ARW, aunque no existen grandes diferencias entre ellos, por ser el usado mayoritariamente por la comunidad científica y estar considerado como la versión mejorada del modelo MM5.

Como puede observarse en la figura 5.1a, el modelo WRF posee un conjunto elevado de módulos opcionales dinámicos dedicados a la ampliación de su rango de operatividad. Entre ellos, se encuentra el módulo WRF-VAR, cuya función se basa en incorporar las observaciones reales de los campos meteorológicos dentro del análisis de interpolación realizado previamente por el conjunto de programas WPS, o el módulo químico WRF-Chem (Grell et al., 2005) (<http://ruc.noaa.gov/wrf/WG11>), el cual es un modelo de calidad de aire acoplado al sistema WRF, que permite simular el comportamiento en la atmósfera de sustancias químicas.

La etapa de ejecución del modelo finaliza con la generación, para cada uno de los dominios, del conjunto total de información meteorológica simulada por el modelo en cada uno de ellos. Ésta se encuentra codificada en el formato Network Common Data Form (netCDF) (<http://www.unidata.ucar.edu/software/netcdf>). Una vez que se dispone de esta información se inicia la tercera etapa destinada a realizar el post-procesamiento y visualización de la información pronosticada.

Para ello se debe disponer de herramientas informáticas capaces de gestionar y trabajar con el conjunto de información meteorológica codificada en el formato netCDF. Ejemplos de herramientas válidas para poder trabajar con las salidas del modelo WRF-ARW son el NCAR Command Language (NCL) (<http://www.ncl.ucar.edu/>), el Read Interpolate Plot (RIP) (<http://www.atmos.washington.edu/stoeling/>), o el Grid Analysis and Display System (GrADS) (<http://grads.iges.org/home.html>).

Tabla 5.1. Características de los núcleos dinámicos Advanced Research WRF (ARW) y Nonhydrostatic Mesoscale Model (NMM) implementados en el modelo WRF.

	WRF-ARW	WRF-NMM
Tipo de aproximación.	No-Hidrostático, con opción hidrostática.	No-Hidrostático, con opción hidrostática.
Sistema de coordenadas verticales.	Coordenadas sigma	Híbrido compuesto por coordenadas sigma-presión.
Discretización horizontal.	Arakawa-C	Arakawa-E
Integración temporal.	2°-3° de Runge-Kutta con pequeños tiempos de paso para los modos de acústica y de ondas gravitatorias.	Adams-Bashforth y Crank-Nicholson
Integración espacial.	2°-6° de Runge-Kutta para horizontal y vertical.	Sistema atrás-delante (forward-backward) para propagación horizontal de ondas rápidas, sistema implícito para la propagación vertical de ondas sonoras, sistema Adams-Bashforth scheme para la advección horizontal y Crank-Nicholson para advección vertical.
Tipo de anidamiento.	Unidireccional, bidireccional y anidamientos en movimiento.	Unidireccional y bidireccional estático.

5.2.2. Técnicas de anidamientos y parametrizaciones.

Para poder aplicar un modelo meteorológico sobre un área determinada es necesario definir previamente una serie de dominios de trabajo, los cuales representan el área geográfica sobre la cual va a aplicarse el modelo. Sin embargo, debido a las limitaciones computacionales, trabajar con grandes dominios de elevada resolución es complicado. Por este motivo se han desarrollado las denominadas técnicas de anidamiento entre

dominios. Estas consisten en la definición de una celda de mayor resolución en el interior de una celda de área superior y de menor resolución.

La aplicación de esta técnica permite salvar las limitaciones de cálculo provocadas al trabajar con dominios de gran extensión y escasa resolución y, desde el punto de vista meteorológico, facilita el estudio del conjunto de fenómenos atmosféricos bajo distintas escalas espaciales. Esto se debe a que permite describir, con una baja resolución espacial, aquellos fenómenos que se desarrollan en una escala sinóptica y, a continuación, analizar con mayor resolución el desarrollo de fenómenos a menor escala.

En teoría es posible definir un número elevado de dominios de trabajo, sin embargo, las limitaciones computacionales hacen que este número se encuentre estandarizado a tres o cuatro. La ubicación de cada uno de ellos respecto al resto se encuentra condicionada por la imposibilidad de definir una zona común de intersección entre los diferentes dominios, ya que, en ese caso, se establecería una doble resolución de las características físicas sobre esa zona concreta de intersección (figura 5.3a). En la figura 5.3b se muestra un ejemplo de cómo se reduce la resolución de un dominio interior respecto a un exterior. Se observa como la resolución del dominio más pequeño es tres veces menor que la del mayor (ratio 3), es decir, el dominio interior reduce la resolución espacial del dominio mayor en 1/3. A modo de ejemplo, si el dominio mayor tuviese una resolución de 9 km por celda, el dominio siguiente más pequeño tendría una resolución de 3 km por celda.

Una vez definidos los dominios de trabajo, para resolver las ecuaciones atmosféricas en cada uno de ellos es necesario que se establezca un flujo de información. El modelo WRF-ARW permite emplear dos tipos de flujos, denominados como unidireccional (“one-way”) y bidireccional (“two-way”). La técnica unidireccional determina un sentido de la información desde aquellos dominios de mayor tamaño (menor resolución) a los de menor tamaño (mayor resolución). En la técnica bidireccional se establece un intercambio constante de información entre dominios, independientemente de su tamaño. En el primero de los casos el modelo resuelve progresivamente las condiciones meteorológicas desde la escala sinóptica, obtenidas en aquellos dominios de mayor tamaño, a la mesoescalar, tratada en los dominios menores, mientras que en el segundo caso se resuelve simultáneamente cada escenario meteorológico.

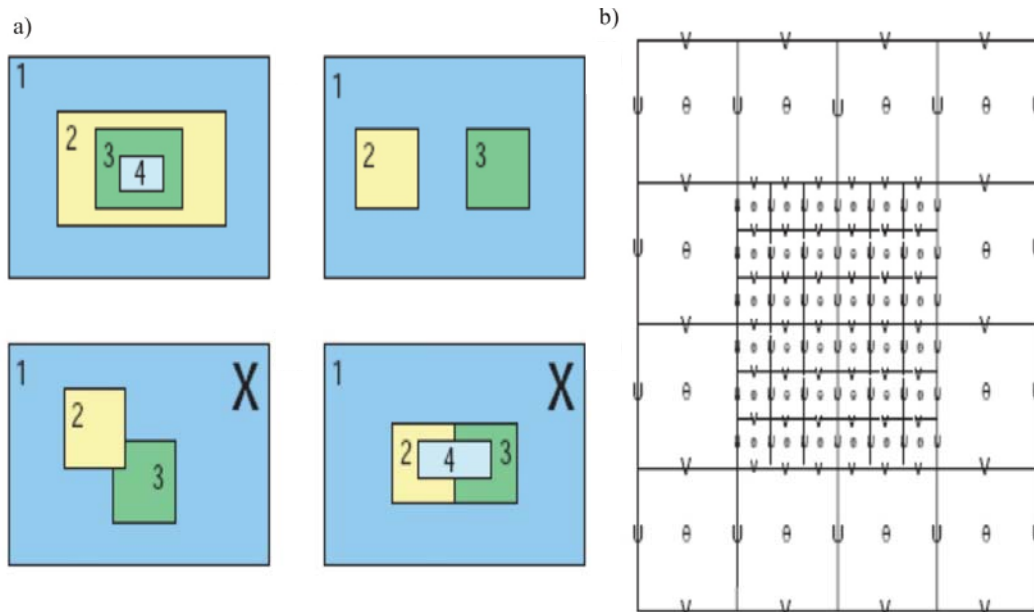


Figura 5.3. a) Reglas de definición de los dominios en el modelo WRF-ARW, donde las cruces indican las opciones de definición de dominios que no son admitidas, y b) forma de discretización horizontal Arakawa-C de variables físicas, en el que se reduce el tamaño del dominio menor en tres unidades respecto al dominio mayor (ratio 3) (Skamarock et al., 2008).

Por las propias características que presenta cada una de estas técnicas, la aplicación del flujo bidireccional entre dominios está asociada a una mayor variación espacial y temporal de las variables meteorológicas, frente al carácter temporal más estático que registra la técnica unidireccional (Soriano et al., 2002). Esta mayor variación estaría asociada al intercambio de información más intenso que se establece entre dominios en esta técnica, ya que para resolver cada uno ellos se emplea conjuntamente la información procedente del resto de ellos.

Las diferencias que pudieran surgir entre ambas técnicas pueden estar vinculadas a la propia definición de los dominios y de sus límites laterales (Stegner, 2000) pues la presencia de elementos geográficos puede afectar la resolución de los mismos bajo cualquier tipo de escenario meteorológico (Soriano et al., 2002). Por este motivo es más probable que las diferencias entre ambas técnicas de anidamiento aparezcan cuando los dominios definidos contengan una mayor diversidad orográfica. Por ejemplo, en los casos en los que predomine una orografía compleja, confluencia de valles fluviales y montañas, existe mayor probabilidad de que las inestabilidades que puedan surgir durante la resolución de alguno de los dominios puede ser propagada al resto de ellos.

La aplicación de una u otra técnica de anidamiento determina los resultados obtenidos por el modelo. Pero no es el único aspecto que afecta a los resultados simulados, sino que éstos también pueden estar condicionados por el tipo de parametrización utilizada

en la resolución de los fenómenos físicos, el sistema de coordenadas empleadas o la discretización usada para resolver las ecuaciones matemáticas.

La parametrización se define como la representación matemática de los estados/sistemas físicos que gobiernan los diversos procesos atmosféricos. Su empleo permite conocer la influencia que algunos parámetros poseen sobre el desarrollo de los procesos atmosféricos, aunque sin llegar a pronosticar esta influencia directamente. Ejemplos de procesos atmosféricos parametrizados son los movimientos convectivos, el desarrollo de la Capa Límite Atmosférica (ABL), absorción atmosférica, y procesos microfísicos de condensación y crecimiento de gotas en el interior de una nube.

Es necesario indicar que no existe una única parametrización para cada fenómeno atmosférico, puesto que continuamente se están desarrollando modelos más sofisticados y de resolución más fina que permiten ir avanzando hacia una solución más realista del sistema atmosférico. En el marco de esta constante mejora en las parametrizaciones atmosféricas, el modelo WRF-ARW incluye los últimos avances en ABL, microfísica, física de nubes y radiación (Shamarok et al., 2008).

Para resolver cada una de las ecuaciones de pronóstico y de dinámica de la atmósfera, en cada uno de los dominios definidos, el modelo WRF-ARW, tal y como se indica en la tabla 5.1, emplea las coordenadas sigma (σ) en la vertical, mientras que en la horizontal se utiliza la discretización denominada Arakawa-C.

Este tipo de coordenadas verticales se definen a partir de la ecuación 5.12, y se caracterizan por representar una serie de capas horizontales que se amoldan a la topografía. Con el uso de estas coordenadas, frente a las propias de presión o de altura, se pretende evitar la aparición de problemas numéricos ocasionados por la intersección de superficies de presión o de altura constante y el suelo en zonas caracterizadas por una topografía abrupta (figura 5.4). Como puede observarse, la utilización de este tipo de coordenadas implica que los niveles más altos de la atmósfera estén representados por superficies prácticamente horizontales, debido a la menor influencia de la orografía.

$$\sigma = \frac{p - p_{top}}{p_s - p_{top}} = \frac{p - p_{top}}{p^*} \quad (5.12)$$

donde p_{top} es la presión en el nivel más alto de la atmósfera.

p_s es la presión en la superficie.

p es la presión en el nivel sigma calculado.

En un sistema de coordenadas sigma, el nivel inferior y superior se definen como aquellos en los que los movimientos verticales son despreciables, definiéndose el nivel inferior más próximo a la superficie terrestre como $\sigma = 1$ y el nivel superior para $\sigma = 0$. Dentro de este rango pueden ubicarse los restantes niveles sigma sin atender a un espaciamiento constante, sino únicamente a las propias necesidades de resolución vertical requeridas.

Por otra parte, la discretización horizontal Arakawa-C es una de las cinco formas, establecidas en Arakawa y Lamb (1977) de representar y computar las variables físicas ortogonales, principalmente relacionadas con la velocidad o la masa, en las mallas rectangulares utilizadas en los modelos terrestres u oceánicos. Esta discretización (figura 5.3b) se caracteriza por fijar, en cada uno de los nodos que la componen, las velocidades en cada lateral, u (velocidad en el eje X) y v (velocidad en el eje Y), y otras variables termodinámicas (h), como la temperatura, humedad relativa, presión, etc, en el centro de la malla.

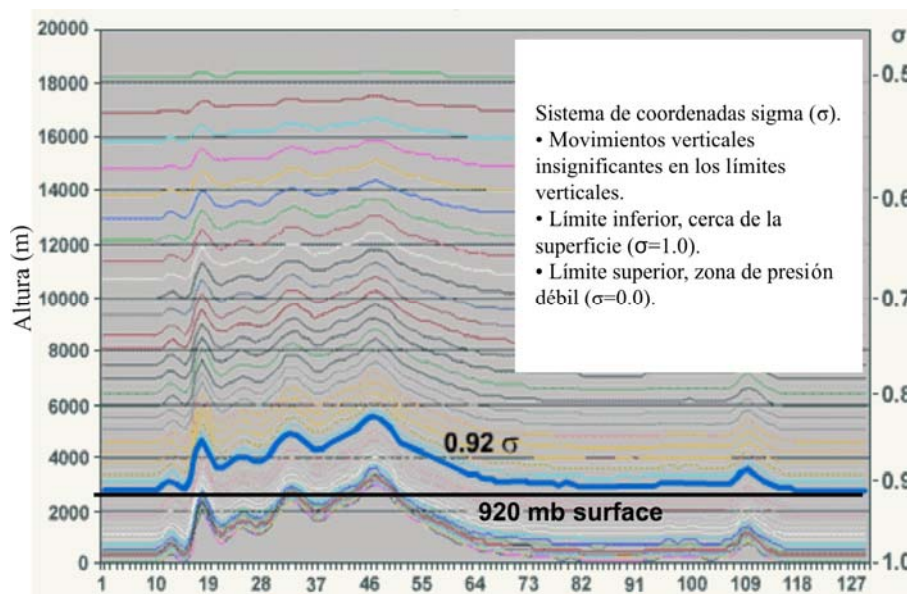


Figura 5.4. Comparativa del uso de coordenadas verticales sigma (σ) frente al empleo de coordenadas de presión en terreno con orografía compleja.

Además, esta malla se caracteriza por presentar una distribución escalonada en la cual los valores u y v se hallan desplazados respecto de los puntos de masa (h) con el propósito de mejorar la precisión numérica, permitiendo duplicar la resolución en el proceso de evolución de los términos de gradiente.

5.3. Análisis de sensibilidad de los modelos meteorológicos: caso de estudio.

Como se ha indicado en el apartado anterior, en la ejecución de un modelo meteorológico son numerosos los aspectos a considerar, entre ellos la configuración del modelo, puesto que no se tiene una configuración de trabajo general que sea válida sobre cualquier región y para la descripción de cualquier tipo de fenómeno atmosférico que se quiera analizar.

Por este motivo y antes de ejecutar un modelo meteorológico se recomienda realizar un análisis de sensibilidad. Este trabajo consiste en comparar la información meteorológica pronosticada por el modelo, bajo modificaciones en su configuración interna, con observaciones experimentales. El objetivo es lograr una configuración de trabajo óptima que genere unos resultados lo más aproximados a las observaciones.

Este objetivo no resulta trivial ya que la relación existente entre los distintos parámetros que configuran el modelo, motivado por la creciente complejidad en la definición de los fenómenos atmosféricos, provoca que modificaciones o ajustes realizados en una, afecten al comportamiento de otras. Por ello es recomendable realizar modificaciones que sean lo más independientes posibles, aunque, actualmente, sea muy complicado llevarlo a cabo.

Se pueden realizar diversos análisis de sensibilidad a un modelo meteorológico. Por ejemplo, en Jankov et al. (2005) se estudia la respuesta del modelo ante variaciones en las parametrizaciones de la ABL teniendo como objetivo fenómenos de convección y de microfísica para representar de forma adecuada la precipitación asociada a los fenómenos convectivos mesoescalares. En Storm et al. (2009) se analiza la validez del modelo para la determinación de los vientos nocturnos superficiales ante modificaciones en la parametrización de la ABL, y de radiación de onda corta y larga. También puede ser analizada la respuesta del modelo frente a modificaciones en los modelos de la superficie de la tierra (Chang et al., 2009) o en los datos que representan el tipo de cobertura del terreno (Sertel et al., 2010).

Para determinar el grado de exactitud de los resultados pronosticados respecto a los valores observados y conocer la idoneidad de la modificación realizada, es necesario recurrir a la utilización de herramientas estadísticas que cuantifiquen el grado de fiabilidad de los resultados (Gilliam et al., 2006). No obstante, no existe un protocolo definido para llevar a cabo esta evaluación, siendo usual el empleo, tanto de procesos

cualitativos (comparativa visual de resultados en forma de gráficas), como cuantitativos (cálculo de estadísticos).

En este trabajo se ha utilizado una combinación de ambos empleándose comparativas gráficas de los resultados, así como el cálculo de los siguientes estadísticos: el error cuadrático medio (RMSE) (Ecuación 5.13) y el sesgo (BIAS) (Ecuación 5.14) debido a su uso ampliamente extendido (Bao et al, 2009; Molders et al., 2010). El primero aporta información sobre el promedio de la diferencia que existe entre dos series temporales, en este caso la simulada y observada, siendo representativos de error elevado aquellos que presenten un mayor valor para este índice. El BIAS proporciona, tanto la tendencia, como la intensidad que una serie de datos presenta a sobreestimar (sesgo positivo) o subestimar (sesgo negativo) los valores de otra.

A partir de las recomendaciones sugeridas en Emery et al. (2001), el cálculo de estos índices estadísticos ha sido realizado sobre el conjunto de variables escalares (velocidad del viento, temperatura, humedad relativa o presión), mientras que la variación entre las direcciones observadas y pronosticadas se han calculado utilizando las mínimas distancias angulares (Ecuación 4.1). Como ya se indicó en el capítulo 4 el cálculo de esta distancia permite conocer la menor diferencia angular existente entre dos ángulos (θ, ϕ) sin considerar la diferencia que se produce entre valores próximos a 0° y 360° .

$$RMSE = \sqrt{\sum_{i=1}^N \frac{(\varphi_i - \varphi_{iobs})^2}{N}} \quad (5.13)$$

$$BIAS = \sum_{i=1}^N \frac{(\varphi_i - \varphi_{iobs})}{N} \quad (5.14)$$

donde φ_i es el valor pronosticado por el modelo para la celda i .

φ_{iobs} es el valor observado para la celda i .

N es el número total de valores utilizados.

Para completar la información sobre el grado de aproximación de los resultados simulados a las observaciones, se han calculado los errores relativos de cada una de estas variables estadísticas (Jiménez-Guerrero et al., 2008). El método de cálculo de esta medida ha consistido en determinar el error relativo de cada uno de los pares de datos (observado, simulado), y aplicar posteriormente la misma formulación de las ecuaciones 5.14 y 5.15. El resultado final se ha multiplicado por 100 para obtener el % de error.

5.3.1. Configuración inicial del modelo y definición de dominios para el análisis de sensibilidad.

Para poder realizar un análisis de sensibilidad es necesario disponer de una configuración inicial o estándar del modelo que pueda ser empleada como referencia para estimar la influencia que los cambios o modificaciones introducidas ejercen sobre los resultados simulados por el modelo. Esta configuración puede ser, tanto la implementada originalmente en el modelo, como una que sea impuesta por el propio usuario, acorde con las necesidades que se consideren. En este caso ha sido utilizada como punto de partida aquella que viene definida por defecto o de forma estándar en el modelo.

En esta configuración estándar se utiliza la parametrización Rapid Radiative Transfer Model (RRTM) (Mlawer et al., 1997) para reproducir la radiación de onda larga, basada en una tabla prefijada, y simular los procesos de onda larga debidos al vapor de agua, ozono y gases traza, además de considerar la profundidad óptica de las nubes. Para simular la radiación de onda corta se utiliza la parametrización basada en Dudhia (1989), caracterizada por una integración simple desde niveles altos hacia abajo (“downward”) de los flujos solares, contabilizando la dispersión del aire limpio, la absorción de vapor de agua, el albedo y la absorción asociada a las nubes.

Para la parametrización de cúmulos ha sido empleada una versión modificada de Kain and Fritsch (1990, 1993), que utiliza un modelo de nubes simple con corrientes ascendentes y descendentes de humedad, incluyendo los efectos de entrada y salida y una microfísica relativamente simple. También ha sido utilizado un modelo simple del suelo de cinco capas basado en Dudhia (1996), para calcular los flujos de calor y humedad asociados a cada tipología de suelo, en el cual cada una de las capas posee una profundidad de 1, 2, 4, 8 y 16 cm, fijándose la temperatura por debajo de ellas a partir de un promedio de profundidad de capa. Por último, para resolver los procesos asociados al vapor de agua, nubes y precipitación (microfísica) se ha utilizado el esquema “WSM 3-class simple ice scheme” basado en Hong et al. (2004) que incluye la sedimentación del hielo y nuevas parametrizaciones de la fase hielo, siendo su mayor diferencia respecto a otras opciones la utilización de una relación de diagnóstico para la concentración numérica de hielo que se basa en el contenido de masa de hielo más que en la temperatura.

Como ya se ha indicado, el tamaño del área sobre la que se va a aplicar un modelo meteorológico condiciona la elección de un tipo u otro de modelo. La definición de los

dominios de trabajo y, por tanto, su escala horizontal y vertical, deben ser coherentes con la escala espacial del fenómeno atmosférico que se quiere estudiar, o con las necesidades que el trabajo requiere. En este estudio es conveniente disponer de una elevada resolución, tanto horizontal, como vertical, siendo esta última especialmente importante en los primeros centenares de metros de la atmósfera para determinar con mayor precisión el comportamiento de la ABL.

La figura 5.5 muestra los cuatro dominios centrados en la estación de El Arenosillo, entre los cuales se establece un flujo unidireccional de información para resolver el conjunto de ecuaciones atmosféricas. Cada dominio posee un tamaño de 31 x 31 celdas, disminuyendo el tamaño de cada celda en un ratio 3, a partir de una resolución de partida de 27 km aplicada al D1 y hasta un 1 km en el D4, habiendo sido empleada la proyección de Lambert.

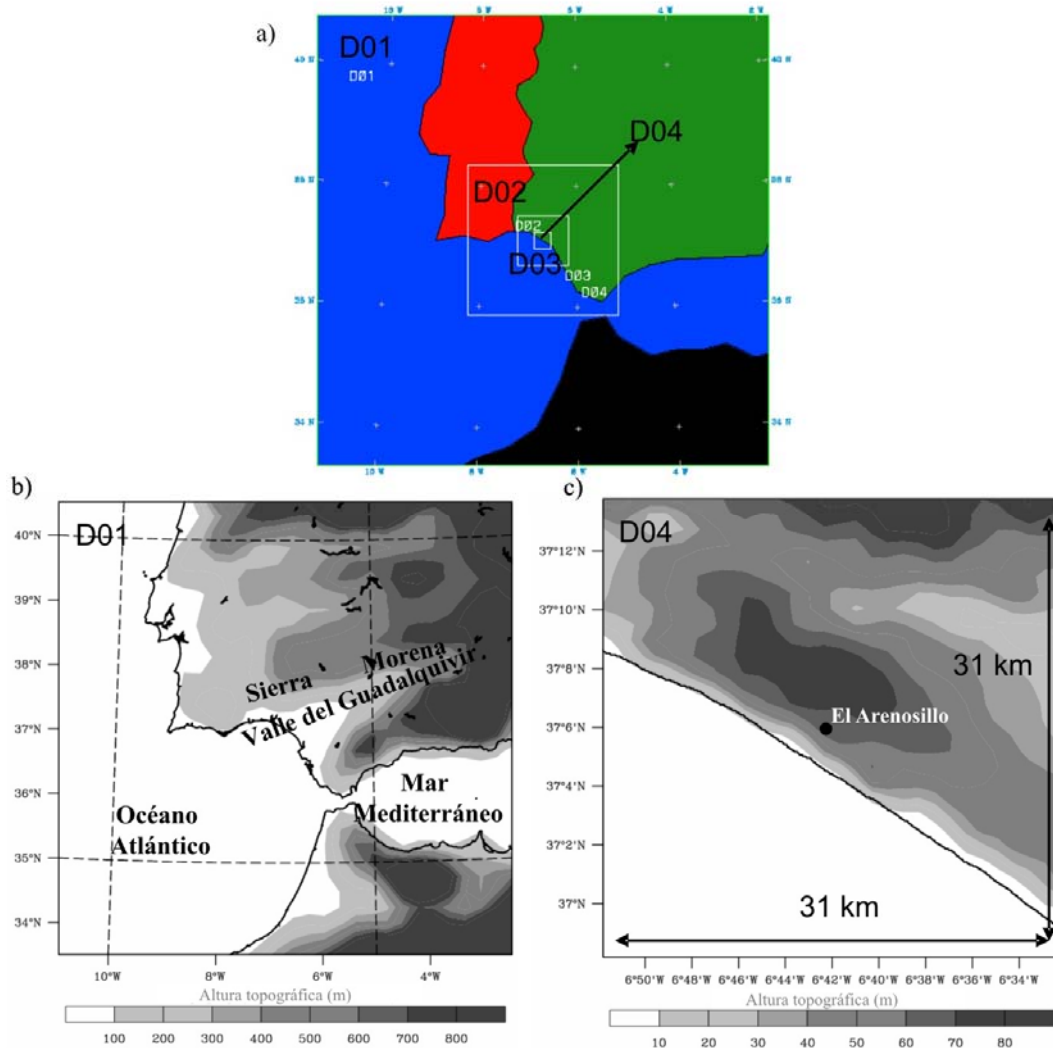


Figura 5.5. a) Definición de los cuatro dominios empleados en el estudio de sensibilidad del modelo WRF-ARW y topografía del modelo WRF-ARW en los dominios b) D1, con resolución de 27 km, y c) D4, con resolución de 1 km.

El primero de los dominios (D1) comprende prácticamente la mitad sur de la Península Ibérica y norte de África, mientras que el segundo de ellos (D2), con una resolución de celda de 9 km, delimita la zona occidental de Andalucía y sur de Portugal. Un tercer dominio con resolución horizontal de 3 km se centra sobre la costa onubense, siendo el más pequeño de ellos (D4) el que comprende las cercanías del área donde se ubica la estación de El Arenosillo. En la figura 5.5, se muestra la información topográfica perteneciente al dominio D4, observándose como ésta representa de manera correcta los accidentes geográficos presentes en la región, pudiéndose identificar la orografía de las inmediaciones de El Arenosillo, marcando el desnivel que existe en forma de pequeño acantilado, entre la playa y la zona más interior, lo cual muestra el grado de fiabilidad que presenta la orografía utilizada por el modelo.

En cada uno de los cuatro dominios se han definido 40 niveles verticales sigma (tabla 5.2), estando localizados los 25 primeros en la región desde 0 a 3000 m con el objetivo de obtener una mayor resolución del comportamiento de la ABL.

Tabla 5.2. Niveles verticales sigma definidos en cada uno de los dominios y su altura (en metros) correspondiente.

Capa	Nivel sigma	Altura (m)	Capa	Nivel sigma	Altura (m)	Capa	Nivel sigma	Altura (m)
1	1.0	0	14	0.867	1102	27	0.625	3391
2	0.9974	75	15	0.86	1147	28	0.575	3973
3	0.99	115	16	0.85	1192	29	0.525	4592
4	0.98	185	17	0.84	1237	30	0.475	5253
5	0.96	307	18	0.83	1314	31	0.425	5961
6	0.9475	441	19	0.82	1416	32	0.375	6726
7	0.935	546	20	0.815	1508	33	0.325	7563
8	0.915	685	21	0.80	1619	34	0.275	8490
9	0.900	837	22	0.79	1728	35	0.225	9529
10	0.894	924	23	0.78	1825	36	0.175	10717
11	0.887	968	24	0.77	1996	37	0.125	12127
12	0.88	1013	25	0.725	2348	38	0.075	13917
13	0.874	1057	26	0.675	2842	39	0.025	16437
						40	0.00	19123

Como información geográfica de entrada ha sido utilizada la proporcionada por MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) (<http://modis.gsfc.nasa.gov>), y registradas por el sensor del mismo nombre situado en los satélites TERRA y AQUA. Estos datos permiten conocer, con diferentes resoluciones espaciales (10', 5', 2' y 30''), la topografía de cada dominio. Se ha empleado una resolución de 2' en los dominios D1 y D2, reduciéndose a los 30'' en los dominios D3 y D4. Se ha utilizado la información proporcionada sobre usos y cobertura del suelo del U.S. Geological Survey (USGS) como referente a la hora de determinar las propiedades físicas de cada uno de los tipos de suelo existentes en cada uno de los dominios (Anderson et al., 1976).

5.3.2. Base de datos y periodo de estudio para el análisis de sensibilidad.

Para realizar este estudio de sensibilidad se ha seleccionado el mismo punto geográfico que se utilizó en el capítulo 4 para el estudio y caracterización de las masas de aire, la Estación de Sondeos Atmosféricos “El Arenosillo”. Este emplazamiento se ubica en el entorno costero del golfo de Cádiz, disponiendo de una extensa base de datos meteorológica, con medidas a 10 m de altura, además de una base de datos de sondeos meteorológicos. Por esta razón, se ha considerado un enclave óptimo para la validación y configuración del modelo meteorológico WRF-ARW.

Del 21 de noviembre al 9 de diciembre de 2008 se celebró en El Arenosillo, la campaña DOMINO (Diel Oxidant Mechanisms In relation to Nitrogen Oxides), organizada por el Max Planck Institute de Química Atmosférica de Mainz (Alemania) que contó con la colaboración con el Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA). Durante la realización de esta campaña, se llevaron a cabo dos sondeos meteorológicos diarios y dos campañas intensivas de 24 horas, con sondeos cada hora, del 23 al 24 de noviembre y del 6 al 7 de diciembre.

Ante el planteamiento inicial de obtener una adecuada configuración del modelo que permitiera disponer de una óptima representación de la evolución temporal de la ABL, la posibilidad de utilizar esta información detallada sobre la formación y desarrollo de la ABL, propició la elección de ambas jornadas como referencia a la hora de llevar a cabo este estudio de sensibilidad.

Sin embargo, es conocida la necesidad que presentan los modelos meteorológicos de disponer de un tiempo previo de simulación, conocido como “spin-up”, necesario para el ajuste de los resultados pronosticados respecto a la topografía local, usos del suelo y, por tanto, alcanzar un grado de estabilización numérica óptimo (Done et al., 2004; Richardson et al., 2007). Al tener las campañas intensivas una duración de 24 horas, se estableció en 24 horas el tiempo de estabilización numérica previo, similar al utilizado para el modelo WRF-ARW en trabajos como Challa et al. (2009) y Borge et al. (2008).

Además de este periodo previo de “spin-up”, también se consideró ampliar en 18 horas cada uno de los periodos. Los dos periodos empleado para realizar el análisis de sensibilidad del modelo WRF-ARW sobre El Arenosillo abarca, desde el 22 de noviembre a las 00:00 UTC hasta el 24 de noviembre a las 18:00 UTC, y desde el 5 de diciembre a las 00:00 UTC hasta el 7 de diciembre a las 18:00 UTC.

5.4. Resultados de los análisis de sensibilidad.

Esta sección presenta los resultados obtenidos de la realización de tres estudios de sensibilidad. Se han estudiado las variaciones en la información meteorológica global de entrada del modelo, variaciones en la técnica de anidamiento empleada entre dominios y la utilización de diferentes parametrizaciones en la representación de la ABL.

5.4.1. Sensibilidad del modelo ante diferentes entradas de datos meteorológicos.

La información meteorológica de entrada que utilizan los modelos meteorológicos de mesoescala para definir sus propias condiciones iniciales y de contorno procede de los modelos meteorológicos globales. Por este motivo puede considerarse que este tipo de modelos de mesoescala se encuentran alojados en los modelos globales, al servirse de la información generada por éstos para poder ser aplicados.

A partir de esta vinculación se hace necesario considerar las características que presenten los valores meteorológicos que se incluyen en los ficheros meteorológicos procedentes de los modelos globales, tales como la resolución espacial y temporal. De esta manera, existe una relación directa entre la información de entrada y el resultado obtenido por el modelo de mesoescala (Etherton et al., 2008). Por ejemplo, una menor resolución espacial de la información global utilizada como entrada hará necesario un mayor número de interpolaciones y, por tanto, existirá una mayor probabilidad de incertidumbre en los resultados simulados por el modelo. Por este motivo, la elección de una adecuada procedencia de los datos globales se convierte en un elemento importante a la hora de trabajar con modelos de mesoescala.

Esta elección se encuentra en la actualidad condicionada por la facilidad de acceso a los ficheros globales. Son numerosos los modelos globales que generan este tipo de información (modelo global de la Met Office británica (UKMO), modelo global de la oficina alemana (GME), etc. Sin embargo, debido al carácter público o privado que le otorgan los diferentes organismos internacionales que los gestionan, la elección de unas u otras fuentes de información es limitada.

Dentro del amplio conjunto de ficheros meteorológicos globales, dos de los más empleados son los facilitados por el National Centres for Environmental Prediction

(NCEP) Global Tropospheric Analysis (Kalnay et al, 1996) de Estados Unidos (<http://dss.ucar.edu/datasets/ds083.2/data/>) y por el European Centre of Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) (<http://www.ecmwf.int/>). En el análisis de sensibilidad que se presenta se compararán los resultados obtenidos por el modelo WRF-ARW aplicando estos dos tipos de ficheros meteorológicos globales.

En los ficheros de análisis procedentes del NCEP, denominados como FNL, la información es generada por el modelo global, Global Data Assimilation System (GDAS), teniendo una resolución temporal de 6 horas, representativa de las horas sinópticas más relevantes como son las 00:00, 06:00, 12:00 y 18:00 UTC. Éstos tienen una resolución horizontal de $1 \times 1^\circ$ en latitud y longitud, es decir, una celda de aproximadamente 111 km. En cada una de estas celdas, este tipo de ficheros proporciona información a nivel superficial, a nivel vertical en 26 niveles de presión, desde los 1000 hPa hasta los 10 hPa, así como, una serie de niveles sigma definidos para complementar la descripción vertical de la atmósfera.

El segundo tipo de fichero meteorológico empleado es generado por el modelo ECMWF, el cual es considerado como uno de los mejores modelos de predicción del mundo. Los ficheros meteorológicos también poseen una resolución temporal de 6 horas, tomando como referencia las 00:00, 06:00, 12:00 y 18:00 UTC, pero presentan una resolución horizontal de 0.25×0.25 en latitud y longitud, correspondiente a una celda de aproximadamente 30 km, y una resolución vertical de 12 niveles de presión. La disponibilidad de este tipo de ficheros durante estos periodos ha sido posible gracias a la realización de la campaña DOMINO, habiendo sido facilitados por el Departamento de Meteorología y Calidad del Aire de la Universidad de Wageningen (Países Bajos).

Debido al condicionamiento que ejercen los forzamientos sinópticos sobre el desarrollo de procesos a una menor escala, se consideró oportuno iniciar este estudio con la comparativa de los resultados observados y simulados por ambas fuentes de información sobre el mayor de los dominios definidos, D1. Las figuras 5.6 y 5.7 muestran los mapas de presión a nivel del mar simulados por el modelo WRF-ARW empleando ambas entradas, y el mapa representativo de las 00:00 UTC generado por el centro meteorológico británico para cada una de las jornadas de cada periodo.

En las figuras 5.6 y 5.7 puede observarse como el empleo de ambos ficheros permite representar de manera correcta la distribución del campo de presiones, así como su variabilidad temporal sobre el suroeste de la Península Ibérica. Se observa que la situación sinóptica durante cada uno de los periodos es diferente, por tanto, se puede evaluar el comportamiento del modelo bajo diferentes escenarios meteorológicos.

En el primero de ellos (figura 5.6) el modelo reproduce el progresivo cambio que registra el campo de presiones sobre la Península Ibérica, modificándose el sentido del gradiente de presión de noroeste-nordeste a oeste-este, no obteniéndose diferencias apreciables entre los correspondientes valores de presión observados y modelizados. Esta variación en el campo de presiones sobre la Península Ibérica estaría asociada a la influencia de dos intensos sistemas de presiones, uno de bajas presiones al este y otro anticiclónico al oeste, produciendo un flujo de componente norte/noroeste sobre la región de estudio.

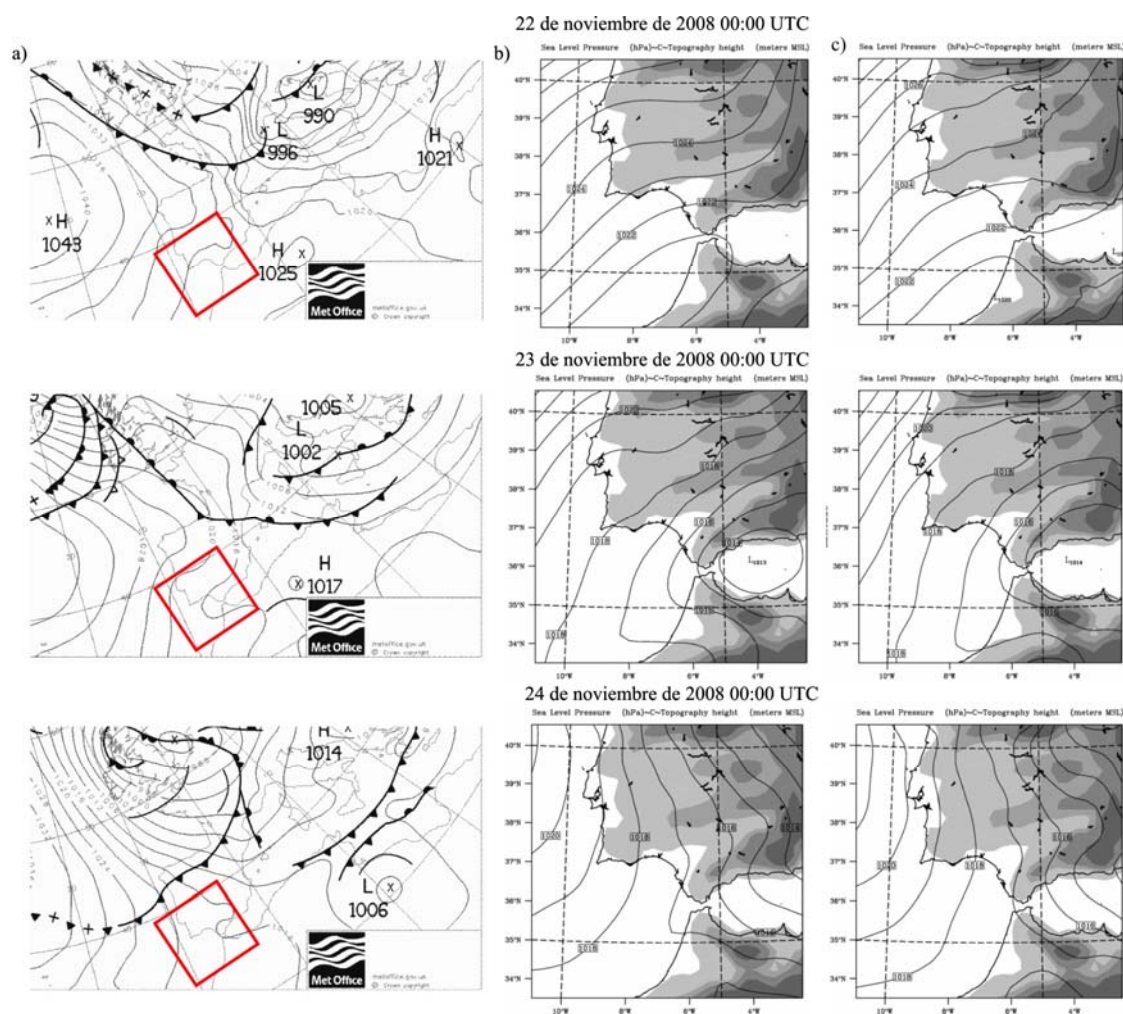


Figura 5.6. Mapas representativos del campo de presiones a nivel de superficie de a) Mett Office, b) FNL y c) ECMWF para el dominio D1 durante el periodo del 22 al 24 de noviembre de 2008 a las 00:00 UTC.

También se obtienen resultados similares entre los mapas sinópticos del MetOff y los simulados por el modelo para el segundo episodio (figura 5.7). Se puede indicar que ambos ficheros de entrada reproducen la influencia de un potente centro de bajas presiones al norte y un anticiclón sobre el Atlántico, y la llegada por el noroeste de un centro de bajas presiones sobre la Península Ibérica de menor intensidad. Con los dos tipos de ficheros se reproduce el gradiente bórico sur-norte asociado y la ligera

indefinición bórica que precede al inicio de una mayor influencia por parte del centro de bajas presiones situado al oeste de la Península Ibérica.

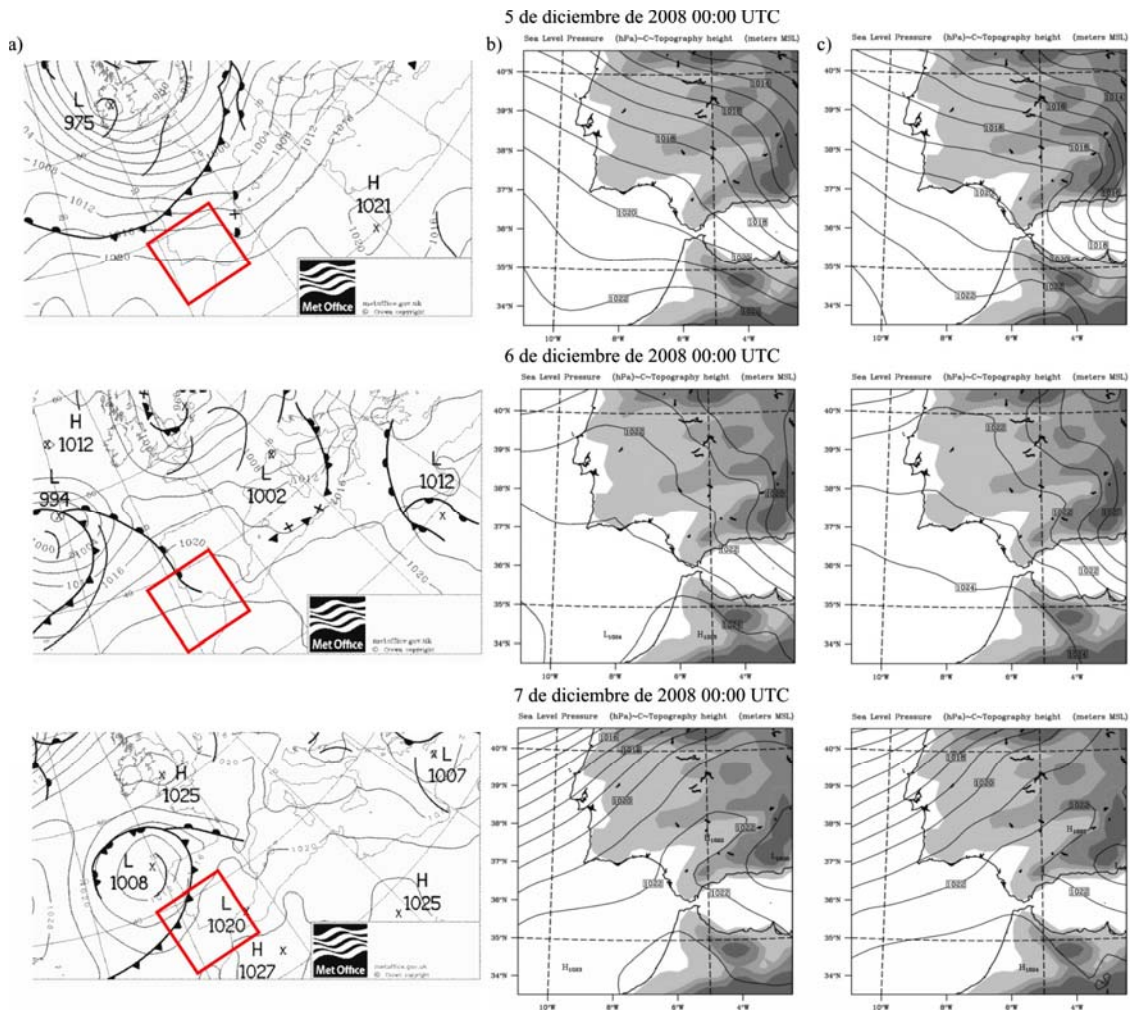


Figura 5.7. Mapas representativos del campo de presiones a nivel de superficie de a) Met Office, b) FNL y c) ECMWF para el dominio D1 para el periodo del 05 al 07 de diciembre de 2008 a las 00:00 UTC.

Estos resultados manifiestan la validez de los dos ficheros meteorológicos de entrada para reproducir la influencia y variabilidad temporal de las condiciones sinópticas sobre el suroeste de la Península Ibérica durante los periodos analizados. Para poder establecer con mayor precisión las posibles diferencias existentes entre ambos ficheros meteorológicos, se ha considerado de interés comparar sus resultados con una resolución más alta, es decir, utilizándose las simulaciones del dominio más pequeño.

La figura 5.8 muestra la comparativa entre las series temporales de dirección y velocidad del viento, temperatura potencial, humedad específica y presión medidas en la estación de El Arenosillo durante cada uno de los periodos y las simuladas por el modelo WRF-ARW para el dominio más pequeño definido, D4. También se ha calculado el par de estadísticos (RSME, BIAS) durante las últimas 36 horas (no se

incluye el tiempo de “spin-up”) para establecer el grado de precisión de los resultados simulados respecto a las observaciones.

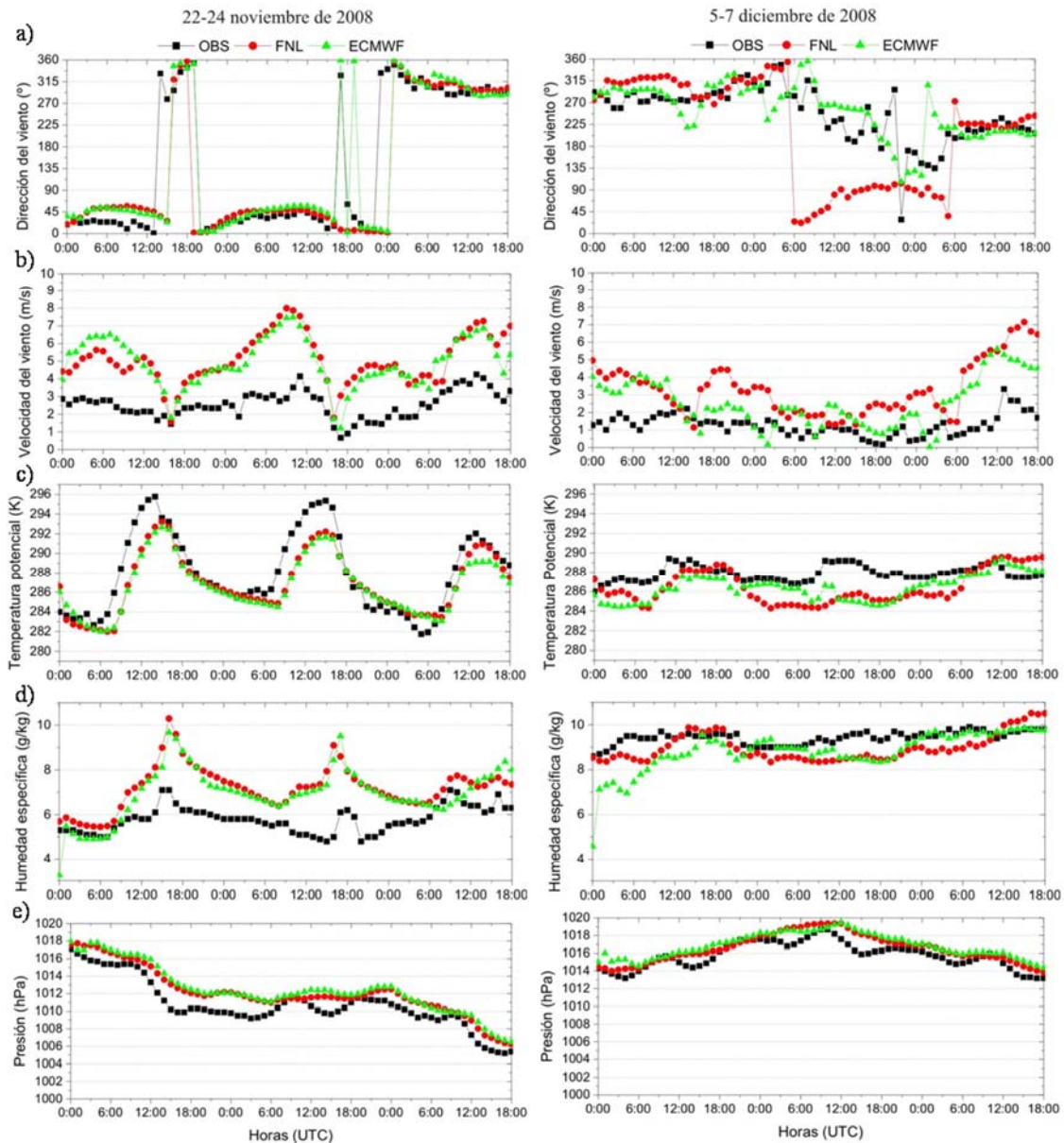


Figura 5.8. Evolución horaria de a) la dirección y b) velocidad del viento, c) temperatura potencial, d) humedad específica y e) presión para cada uno de los periodos analizados, 22-24 de noviembre de 2008 y 5-7 de diciembre de 2008, medida (OBS) y simulada empleando ambos ficheros meteorológicos, FNL y ECMWF, en la estación de El Arenosillo, tomando la salida del dominio más pequeño, D4.

La dirección del viento muestra un comportamiento diferente en ambos periodos. En el primero de ellos (figura 5.8a), ambas simulaciones reproducen la influencia de los flujos del nordeste y como hecho destacable se puede comentar que se simulan los cambios hacia el noroeste, aunque se observa un ligero desfase horario en la respuesta del modelo, el cual pudiera estar asociado a la resolución de los datos de entrada que limita la rápida respuesta del modelo. Durante este periodo, el cálculo de la distancia mínima

angular entre las direcciones muestra que los valores simulados por el modelo presentan una mínima diferencia angular respecto a las observaciones, principalmente dentro del rango establecido entre 45° y -45° .

En el segundo de los periodos analizados se aprecia que la simulación de la dirección del viento obtenida con los ficheros ECMWF se aproxima mejor a las observaciones experimentales sobre El Arenosillo. Los resultados obtenidos con los FNL reproducen de forma coherente las observaciones al inicio y al final de la simulación, pero se alejan de éstas desde las 6:00 UTC del 06/12/2008 a las 6:00 UTC del 07/12/2008, registrando una entrada de flujos del norte/este, mientras que las observaciones registran un progresivo cambio del régimen de vientos de oeste a suroeste. Obviando esta diferencia, la distancia mínima angular entre direcciones observadas y simuladas se encuentra principalmente dentro del rango de 45° y -45° .

Con el fin de identificar las posibles causas que han llevado a esta discrepancia de resultados en este periodo concreto y clarificar si este comportamiento es característico de este emplazamiento o bien tiene una mayor repercusión espacial, en la figura 5.9 se muestra la distribución de presiones en el D1 y el campo de viento obtenido para el D4 utilizando ambas simulaciones a las 12:00 UTC del 6 de noviembre de 2008.

Dentro de la similitud que se observa entre ambas salidas en la distribución del campo de presiones se observa que, al emplearse los ficheros FNL éstos simulan el desarrollo de un centro de altas presiones relativas sobre la zona costera de Andalucía occidental (figura 5.9b). Sin embargo, éste no se observa en el campo de presiones obtenido utilizando los ficheros ECMWF. Este diferente comportamiento del campo de presiones provoca que la dirección del viento en el dominio más pequeño D4 esté marcada por un giro anticiclónico en el caso de utilizar los ficheros FNL asociado a la presencia del centro bórico de altas presiones.

Los vientos sobre el entorno costero presentan un flujo dominante de componente este/nordeste (figura 5.9b) en contraste con los vientos predominantes del noroeste/oeste que se observan en el caso de aplicar los ficheros ECMWF (figura 5.9a). Esta diferente dinámica se manifiesta en todo el dominio de simulación. Así, el comportamiento que se ha registrado de la dirección del viento en la estación de El Arenosillo estaría motivado por esta diferente simulación del campo de presiones. De esta manera, en este caso concreto, la simulación del campo de presiones obtenida al aplicar los ficheros ECMWF repercute en una mayor aproximación al régimen de vientos que al emplear los ficheros FNL.

6 de diciembre de 2008 12:00 UTC

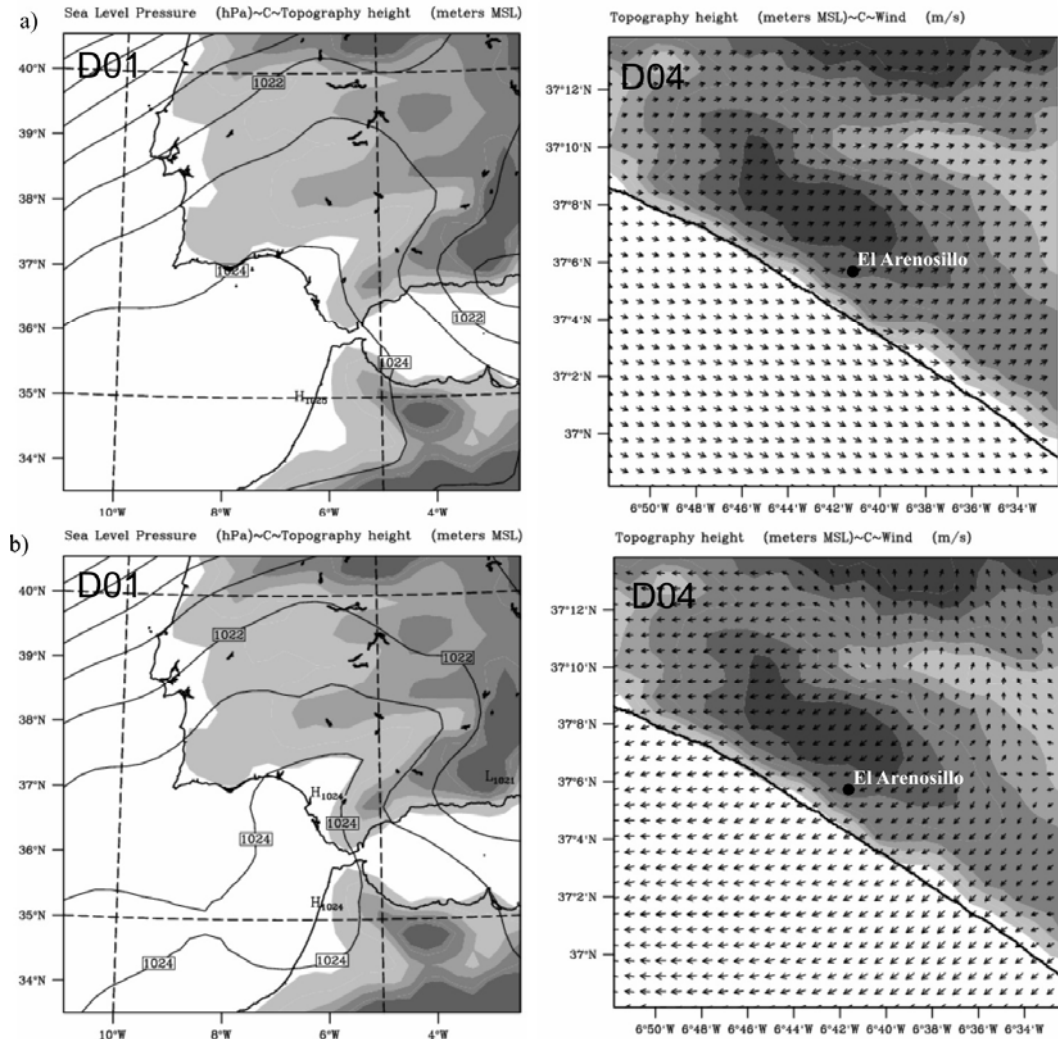


Figura 5.9. Campo de presiones obtenido en el dominio D1 y campo de viento obtenido en el dominio D4 empleando como ficheros de entrada, a) ECMWF y b) FNL para las 12:00 UTC del 6 de diciembre de 2008.

Del análisis de la velocidad del viento se observa, de forma general, que los valores simulados tienden a sobrestimar los valores observados. En el primer periodo (figura 5.8b) destaca la no existencia de discrepancias notables entre los resultados que presenta la velocidad del viento simulada por ambos ficheros. Sin embargo, sí se obtienen diferencias respecto a las observaciones con una sobrestimación que oscila entre 2 y 3 m s⁻¹. Se identifican picos máximos de diferencia cercanos a los 4 m s⁻¹, siendo destacable como éstos se localizan en el instante en el que la intensidad observada de los flujos es máxima. Estos valores se traducen en unos porcentajes de error relativo del índice RMSE superiores al 100 %, siendo de 109 % en el caso de los ficheros ECMWF y del 140 % para los FNL.

En el segundo de los periodos se obtiene una mejor aproximación a los registros reales empleando ambos ficheros meteorológicos, con diferencias que oscilan entre los 1 m s⁻¹

y 3 m s^{-1} . Sin embargo, se ha registrado un incremento del error relativo durante este periodo al emplear ambos ficheros meteorológicos, posiblemente provocado por la menor intensidad de los vientos observados. Durante este periodo desaparece la homogeneidad entre ambas series simuladas. Dentro de esta diferencia, se obtienen los mejores valores estadísticos del par (RMSE, BIAS) en el caso de los ficheros ECMWF (1.8 m s^{-1} , 1.3 m s^{-1}) mientras que, al emplear los ficheros FNL éstos se incrementan (2.2 m s^{-1} , 2.6 m s^{-1}). Se observa que durante el periodo anómalo observado de la dirección del viento, la intensidad de los flujos simulada por los ficheros FNL alcanza una mayor aproximación a las observaciones.

En el análisis comparativo de la temperatura potencial (figura 5.8c) se obtiene que las dos series simuladas tienden a subestimar a las observaciones, siendo los ficheros FNL (1.9 K , -0.9 K) los que proporcionan una mejor aproximación a la realidad en el primer periodo. Por el contrario, en el segundo periodo, los ficheros ECMWF (1.9 K , -1.2 K) presentan una mayor similitud a las observaciones que los FNL (2.3 K , -1.3 K). Estos resultados están asociados a un error relativo menor del 1 % para ambos ficheros meteorológicos.

Además, durante el primero de los periodos ambas simulaciones reproducen de forma correcta la evolución térmica, registrándose las mayores diferencias en los valores máximos diarios, especialmente durante las dos primeras jornadas, con diferencias cercanas a los 3 K . Este comportamiento no se observa durante el segundo periodo, durante el cual no se obtiene una adecuada evolución temporal de esta variable, existiendo diferencias notables entre cada una de las series pronosticadas. Estas diferencias se acentúan respecto a las observaciones durante el periodo intermedio, en el que los resultados obtenidos por la configuración FNL presentan una subestimación constante con un valor aproximado de 3 K .

Un comportamiento muy similar se obtiene para los resultados de humedad específica, manteniéndose la tendencia a valores mayores y menores que las observaciones para el primer y segundo periodo respectivamente (figura 5.8d). En el primero de los periodos se mantiene la elevada similitud entre los resultados modelizados, registrando éstos una variación temporal similar a las observaciones, aunque, al igual que ocurría con la temperatura potencial, presentando una mayor dificultad en la reproducción de los valores máximos diarios, llegándose a alcanzar diferencias próximas a los 3 g kg^{-1} . Durante este periodo, se han obtenido un error relativo similar del índice RMSE al emplear los ficheros FNL (31 %) que los ECMWF (29 %).

En el segundo de los periodos, la humedad específica muestra una escasa diferencia entre los resultados pronosticados por ambos ficheros, reproduciendo adecuadamente las observaciones, especialmente durante las dos últimas jornadas. La subestimación que presenta el modelo respecto a las observaciones es inferior a 1 g kg^{-1} , manteniéndose el valor de esta diferencia constante durante todo el periodo. El error relativo del índice RMSE disminuye respecto al primero de los periodos, siendo del 6 % para los ficheros ECMWF y de 8 % para los FNL.

Por último, los resultados obtenidos para la evolución temporal de la presión (figura 5.8e) muestran que el modelo, empleando ambos ficheros meteorológicos, reproduce la tendencia general que marcan las observaciones, aunque no consiguen reproducir de forma adecuada la variabilidad temporal. Dentro de la elevada similitud obtenida entre ambos resultados, ambas simulaciones sobrestiman las observaciones, con un rango de variación del índice RMSE entre los 1.7 – 1.2 hPa respecto a las observaciones, representativo de un error relativo inferior al 0.5 %.

A partir de este conjunto de resultados, se pudiera indicar que las series temporales simuladas por el modelo utilizando ambas fuentes meteorológicas de entrada, experimentan una tendencia a subestimar los valores de temperatura potencial y sobrestiman la presión y la velocidad del viento. La humedad específica no muestra una tendencia clara puesto que presenta una subestimación para el primer periodo y una sobrestimación para el segundo. En general, la dirección del viento se simula de forma correcta, con la excepción detectada en el segundo de los periodos al emplear los ficheros FNL.

Como se observa, los mayores errores relativos sobre este emplazamiento están asociados a la simulación de la velocidad del viento. Este comportamiento pudiera estar asociado a una serie de factores, entre los que se pueden indicar, i) la mayor variabilidad temporal que presenta esta variable, ii) la consideración de las características orográfica o de tipos de suelo, iii) el proceso de interpolación del modelo para extraer los valores obtenidos para un punto concreto o iv) el propio entorno sobre el que se ha realizado este estudio de sensibilidad, en la interfase entre el océano y el continente, donde la velocidad del viento puede presentar una mayor variabilidad.

Pudiera concluirse que el empleo de ambas fuentes meteorológicas, FNL y ECMWF, como entrada del modelo WRF-ARW, no registra elevadas diferencias en la representación de las condiciones meteorológicas, tanto a escala sinóptica como local sobre esta zona de estudio. Por este motivo, ambas podrían ser consideradas válidas para realizar futuras simulaciones sobre esta región. El empleo de una u otra fuente de

información estaría condicionado a la propia disponibilidad que se tuviera de cada una de ellas.

El uso de los ficheros meteorológicos ECMWF en este análisis ha sido posible mediante las colaboraciones realizadas durante la campaña DOMINO. Debido a la dificultad de acceder a los ficheros meteorológicos del ECMWF durante la realización de esta memoria de Tesis doctoral, y considerando los resultados obtenidos del análisis comparativo presentado en esta sección, se optó por emplear como fuente meteorológica de entrada del modelo WRF-ARW los ficheros de libre acceso FNL generados por el NCEP americano.

5.4.2. Sensibilidad del modelo ante diferentes anidamientos.

El modelo WRF-ARW permite la utilización de dos técnicas de interacción entre cada uno de los dominios definidos para la resolución de las ecuaciones físicas definidas en cada uno de ellos. Estas técnicas se conocen como unidireccional (“one-way”) y bidireccional (“two-way”).

La técnica unidireccional resuelve de forma progresiva la física de los dominios de menor a mayor resolución, estableciendo un flujo de información progresiva y unidireccional de los dominios exteriores a los interiores. En la técnica bidireccional, la integración de la física del dominio padre y los internos se resuelve de forma simultánea estableciéndose un flujo de información continuado entre los diferentes dominios.

Ante estas dos opciones posibles de interacción entre dominios, el objetivo del estudio de sensibilidad que se plantea consiste en analizar bajo que técnica el modelo WRF-ARW proporciona una mejor aproximación. Se han realizado simulaciones de los periodos seleccionados de noviembre y diciembre de 2008, aplicando ambas técnicas y utilizando los ficheros FNL como entrada del modelo WRF-ARW.

En la figura 5.10 se muestra la comparativa entre las series meteorológicas observadas y simuladas por el modelo para el dominio más pequeño, D4, en la estación de El Arenosillo, para cada uno de los periodos. En la tabla 5.3 se presentan los resultados estadísticos (RMSE, BIAS) para cada una de las variables meteorológicas, sin considerar las 24 primeras horas de simulación (“spin-up”).

En el primero de los periodos se obtiene una elevada similitud en los resultados pronosticados por el modelo mediante ambas técnicas. Se observa como ambos resultados registran de manera correcta la evolución temporal que experimenta cada una

de las variables meteorológicas, manteniéndose la dificultad para reproducir los valores máximos diarios de temperatura potencial y de humedad específica. Dentro de esta elevada similitud se observa una ligera mejora de los resultados estadísticos del par (RMSE, BIAS) empleándose la técnica bidireccional, tal y como se observa en la tabla 5.3.

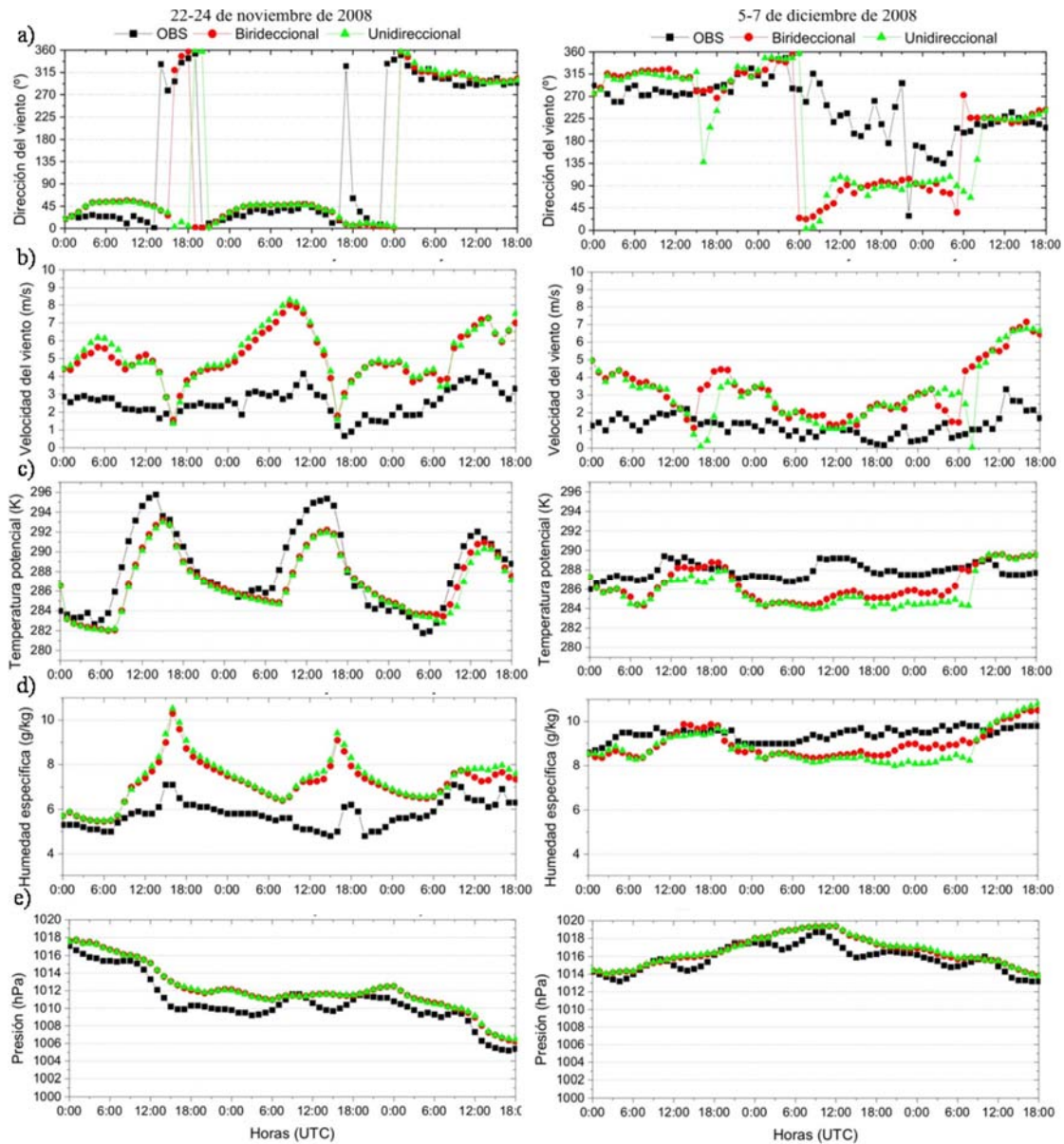


Figura 5.10. Evolución horaria de a) la dirección y b) velocidad del viento, c) temperatura potencial, d) humedad específica y e) presión para cada uno de los periodos analizados, 22-24 de noviembre de 2008 y 5-7 de diciembre de 2008, medida (OBS) y simulada empleando ambas técnicas de anidamiento, unidireccional (“one-way”) y bidireccional (“two-way”), en la estación de El Arenosillo, tomando la salida del dominio más pequeño, D4.

En el segundo de los periodos, aunque los resultados también muestran una elevada similitud entre las simulaciones empleando ambas técnicas de anidamiento, en alguna de las magnitudes se observan diferencias a lo largo del periodo de simulación. Es el caso de la velocidad y de la temperatura potencial principalmente (figura 5.10). A pesar de este comportamiento, el cálculo de los parámetros estadísticos durante este periodo revela una mayor aproximación a la realidad meteorológica empleando la técnica bidireccional frente a la unidireccional (tabla 5.3).

Estas diferencias, como se observa en la figura 5.10, están asociadas a pequeñas variaciones que se registran en la evolución temporal simulada de las diferentes variables meteorológicas. En el caso de la temperatura potencial y la humedad específica, la técnica unidireccional registra valores térmicos inferiores y los más alejados de las observaciones, durante la tarde y noche entre los días 6 y 7 de diciembre, estando probablemente asociado a las ligeras diferencias que se establecen entre ambas respecto a la dirección del viento e influyendo en la simulación de diferentes tipos de masas de aire.

Considerando este conjunto de resultados estadísticos, el establecimiento de un flujo continuado y bidireccional entre los dominios de trabajo repercutiría en una mayor aproximación a los valores observados. Sin embargo, frente a esta elevada igualdad obtenida para el dominio más pequeño, D4, surge la necesidad de comprobar el comportamiento de ambas configuraciones en dominios de una mayor área, en los que exista una mayor variedad orográfica, con el fin de poder disponer de un número mayor información a la hora de justificar la elección final de una u otra técnica.

Con tal propósito se han calculado las líneas de corriente representativas del dominio D2 aplicando ambas técnicas de anidamiento en cada uno de los periodos. Las líneas de corriente son las envolventes del campo de velocidades, trazadas de forma tangente al vector velocidad en todos los puntos del fluido para un instante determinado, siendo útiles en la identificación de zonas en las que disminuye (separación de líneas) o aumenta (aproximación de líneas) la velocidad de los flujos. Este parámetro meteorológico se muestra muy sensible a las posibles interferencias que se desarrollen, siendo de esta manera útil en el propósito de este proceso comparativo. El empleo de las líneas de corriente se justifica en la necesidad de obtener una configuración de trabajo del modelo que mejor represente las condiciones meteorológicas sobre la región de estudio, siendo el campo de vientos un elemento clave de este análisis.

Tabla 5.3. Valores del error cuadrático medio (RMSE) y del sesgo (BIAS), obtenidos para la temperatura potencial (Tp), humedad específica (q), presión (P) y velocidad del viento (Vel) utilizando las técnicas de anidamiento entre dominios unidireccional y bidireccional en cada periodo considerado. Entre paréntesis se indica el error relativo de cada medida.

	22-24 de noviembre de 2008				5-7 de diciembre de 2008			
	Unidireccional		Bidireccional		Unidireccional		Bidireccional	
	RMSE	BIAS	RMSE	BIAS	RMSE	BIAS	RMSE	BIAS
Tp (K)	2.2 (0.8 %)	-1.2 (-0.4 %)	1.9 (0.7 %)	-0.9 (-0.3 %)	3.0 (1.0 %)	-2.2 (-0.8 %)	2.3 (0.8 %)	-1.6 (-0.5 %)
q (g kg ⁻¹)	1.8 (34.2 %)	1.6 (29.6 %)	1.6 (31.1%)	1.5 (26.9 %)	1.1 (11.4 %)	-0.8 (-8.1 %)	0.7 (7.8 %)	-0.5 (-5.5 %)
P (hPa)	1.4 (0,1 %)	1.3 (0,1 %)	1.4 (0,1 %)	1.2 (0,1 %)	1.2 (0.1 %)	1.1 (0.1 %)	1.2 (0.1 %)	1.0 (0.1 %)
Vel (ms ⁻¹)	3.1 (143 %)	3.0 (128 %)	3.0 (140 %)	2.9 (123 %)	2.5 (370 %)	2.1 (260 %)	2.6 (374 %)	2.2 (269 %)

Se ha utilizado el dominio D2 al ser de cobertura espacial intermedia, entre el mayor (D1) y los más pequeños (D3 y D4), y por la existencia de un elevado contraste entre diversas alturas topográficas, como son la cadena montañosa de Sierra Morena al norte y la presencia del valle del Guadalquivir al este y el propio entorno costero, caracterizado por una amplia cobertura espacial del océano Atlántico. Además, la frontera norte del dominio se encuentra situada sobre la cadena montañosa de Sierra Morena y la sur sobre el estrecho de Gibraltar.

Se ha observado que en el primero de los periodos no existen grandes diferencias entre la aplicación de una u otra técnica de anidamiento. Por el contrario, durante el segundo de ellos la definición de las líneas de corriente muestra variaciones entre una técnica y otra. Por este motivo, en la figura 5.11, únicamente se muestran los resultados correspondientes al segundo periodo de análisis. Esta diferencia entre los resultados de cada periodo podría indicar la influencia que sobre ambas técnicas posee no sólo la orografía, sino también las condiciones meteorológicas, ya que en el primero de los periodos predomina una mayor estabilidad atmosférica frente a la mayor inestabilidad atmosférica del segundo periodo.

En la figura 5.11a representativa de las 6:00 UTC del 6 de diciembre, se observa que la técnica unidireccional presenta sobre el océano atlántico un flujo de componente norte procedente del entorno costero, el cual también se reproduce por la técnica bidireccional, aunque en este caso mostrando la confluencia de éste con flujo del oeste procedente del Atlántico. La aplicación de la técnica bidireccional reproduce la formación de una línea de convergencia entre los vientos del norte y los vientos del oeste, la cual no es simulada por la técnica unidireccional. En el interior del valle del

Guadalquivir se aprecia una mayor variabilidad en las líneas de corriente simuladas por la técnica bidireccional frente a los resultados obtenidos por la técnica unidireccional.

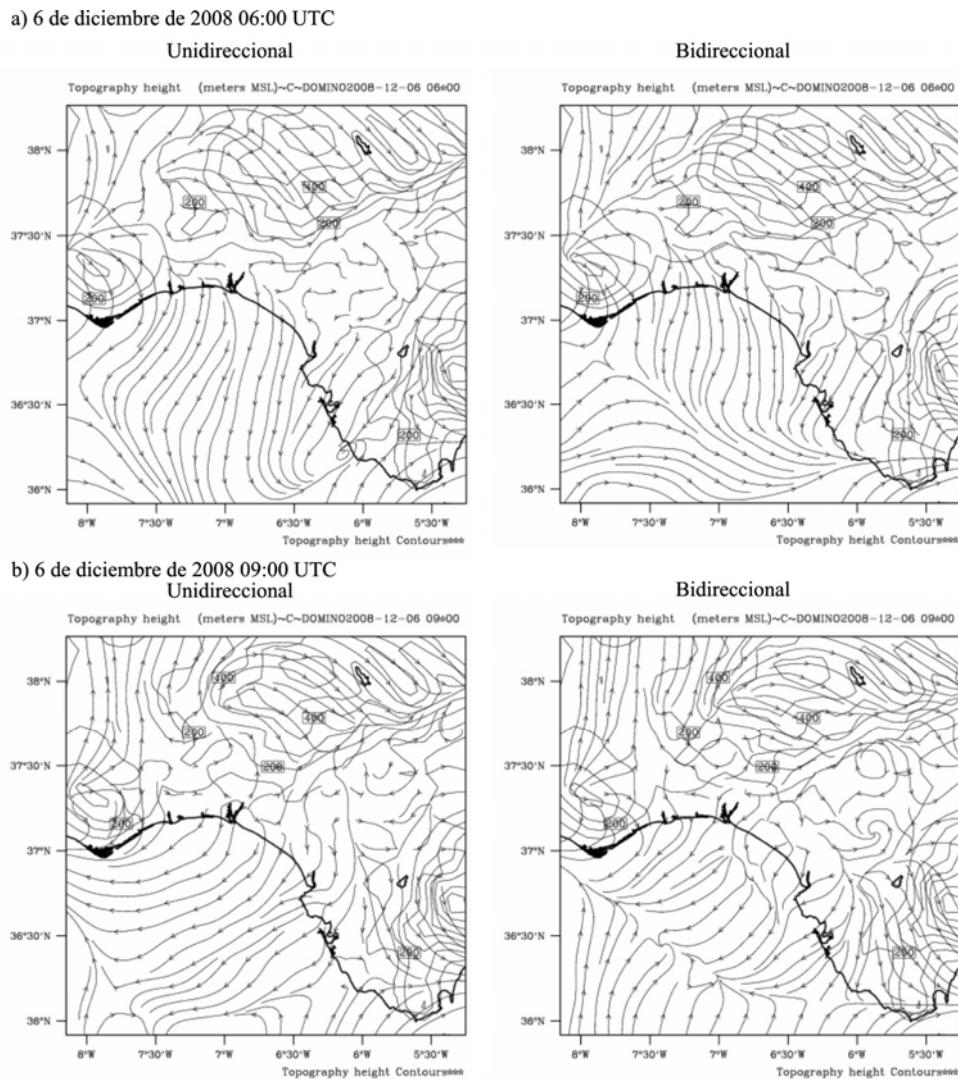


Figura 5.11. Líneas de corriente correspondientes al dominio D2 para el día 6 de diciembre de 2008 obtenidas a las a) 6:00 UTC y b) 9:00 UTC, mediante la aplicación de anidamiento unidireccional y bidireccional.

Este mismo comportamiento se observa también en la figura 5.11b, representativa de las 9:00 UTC del mismo día. De nuevo se aprecia la formación de una línea de convergencia frente a la costa atlántica andaluza simulada por la técnica bidireccional, a raíz de la unión de los vientos del norte/nordeste procedente del entorno costero y de los vientos del suroeste procedentes del atlántico. Por el contrario, ésta no es modelizada por la técnica unidireccional, en la cual únicamente se aprecia ligeramente la formación de esta línea de confluencia de vientos.

En esta misma figura 5.11b se observa una mayor variabilidad espacial en las líneas de corriente sobre el entorno costero bajo la configuración bidireccional, frente a la mayor

homogeneidad que muestra la unidireccional. Por último, en el propio eje del valle del Guadalquivir, también se identifica la formación de pequeñas celdas de turbulencia que no son observadas con la técnica unidireccional.

Las diferencias que se aprecian entre ambas técnicas podrían estar asociadas a la diferente capacidad de respuesta del modelo. Por la localización de las fronteras laterales de los dominios sobre accidentes geográficos, Sierra Morena al norte y el estrecho de Gibraltar al sur, la técnica bidireccional manifestaría una mayor sensibilidad a la influencia que sobre las condiciones meteorológicas generan la presencia de estos elementos orográficos. Por tanto, estos resultados estarían en consonancia con lo expuesto en la sección 5.2.2 de este capítulo.

Del hecho de que únicamente se hayan revelado diferencias entre una y otra técnica en el segundo de los periodos, puede también derivarse que las discrepancias existentes entre ambas se asocian a la influencia de las condiciones meteorológicas predominantes durante el proceso de simulación. En este caso, la aplicación de la técnica bidireccional, debido al continuo flujo de información que se establece entre dominios, sería más sensible a la progresiva modificación de la configuración sinóptica que se produce durante el segundo de los periodos, frente a la mayor robustez de la unidireccional.

Considerando de forma global los resultados obtenidos, se ha considerado más adecuado la utilización de un flujo bidireccional de información entre dominios para realizar futuras simulaciones sobre la región, si bien se tiene en cuenta que esta selección se basa en un conjunto de resultados obtenidos durante dos periodos concretos, por lo que deberá ser validada en futuros estudios de modelización.

5.4.3. Sensibilidad del modelo WRF ante diferentes parametrizaciones de la ABL.

En el capítulo 2 de este trabajo se comentan y describen las características de la capa límite atmosférica (ABL), así como la influencia que ésta tiene sobre los procesos físico-químicos que se desarrollan en los niveles más superficiales de la troposfera. Es de interés para la comunidad científica la obtención de una óptima representación de las condiciones físicas que la determinan (Vogelezang et al., 1996; Holtslag et al., 1991; Siebesma et al., 2006; Steeneveld et al., 2006a, 2007), así como el conocer su comportamiento bajo diferentes escenarios meteorológicos (Wisse et al., 2004; Steeneveld et al., 2006b)

Dentro de las posibles opciones de parametrización de la ABL, la versión 2.2 del modelo WRF-ARW tiene implementados tres esquemas de cálculo (Skamarock et al., 2008) conocidos como Medium Range Forecast (MRF) (Hong and Pang, 1996), Yonsei University (YSU) (Hong et al., 2006) y Mellor-Yamada-Janjic (MYJ) (Janjic, 1990, 1996, 2002). El esquema MRF es el que se encuentra implementado, por defecto, en el modelo.

De las tres parametrizaciones enumeradas se han seleccionado para realizar este estudio de sensibilidad la MRF e YSU. La justificación de esta elección se fundamenta en el hecho de que la parametrización YSU sea tratada como una versión avanzada de la parametrización MRF. Los resultados obtenidos permitirán mejorar el conocimiento sobre la influencia que tienen las modificaciones incluidas en la parametrización YSU que, posteriormente serán mostradas en la reproducción de la estructura y evolución de la ABL. Al igual que en las secciones anteriores, se utilizarán los datos experimentales medidos durante cada uno de los periodos seleccionados de noviembre y diciembre de 2008.

Con el fin de obtener una mejor aproximación a la realidad meteorológica y determinar la influencia que alguno de los parámetros definidos en ambos esquemas tienen en la reproducción de la ABL, se han modificado una serie de parámetros, que influyen en el desarrollo diario de la ABL pronosticado por ambas configuraciones. Estos parámetros son la disponibilidad de humedad en el suelo (M), el número de Richardson crítico (Ri_{cr}) y el coeficiente de proporcionalidad (b). En la siguiente subsección se presentan tanto las expresiones matemáticas como el significado físico e influencia de cada uno de estos parámetros sobre la ABL.

Disponibilidad de humedad, número de Richardson crítico y coeficiente de proporcionalidad: fundamentos teóricos.

La evolución y las características de la estructura de la ABL se encuentra determinada por la intensidad de los flujos superficiales de calor latente y sensible (Wisse et al., 2004) generados en la superficie de la tierra, y por la energía de los regímenes turbulentos desarrollados en el interior de la ABL. En Stull (1988) se definen los flujos superficiales de calor sensible (H_s) y calor latente (E_s) como:

$$H_s = \rho_a c_p C_\theta V_a (\theta_g - \theta_a) \quad (5.15)$$

$$E_s = \rho_a L_v M C_q V_a (q_{vs}(T_g) - q_{va}) \quad (5.16)$$

donde ρ_a , q_{va} y V_a son la densidad del aire, la humedad específica y la velocidad en el nivel modelizado más próximo a la superficie, respectivamente.

q_{vs} es el nivel de saturación del aire en la superficie.

T_g es la temperatura superficial del mar.

c_θ , c_q son los coeficientes de intercambio de calor y humedad.

L_v es el calor latente de vaporización.

M es la disponibilidad de humedad en superficie.

θ_g , θ_a son la temperatura potencial de la superficie y del nivel más próximo a ella, respectivamente.

c_p es el calor específico a presión constante.

En la ecuación 5.16 se observa como el flujo de calor latente se encuentra condicionado por el término denominado disponibilidad de humedad en el suelo (M), el cual representa la fracción de humedad existente en una zona cuando no existe vegetación sobre la misma (Oncley y Dudhia, 1995). Este índice tiene un rango de valores que oscila entre 0 y 1, representativos de suelos secos y de zonas húmedas, respectivamente.

Cualquier variación que se realice sobre este índice influye directamente en la intensidad del flujo de calor latente. Además, existe un parámetro definido como el cociente de Bowen (B) (Ecuación 5.17), que relaciona los flujos de calor latente y sensible. Este cociente representa la proporción de los flujos de energía que se establece desde un medio a otro por calor sensible y latente respectivamente, siendo, representativo del intercambio que se establece entre la superficie terrestre y la atmósfera. Cualquier variación que se realice sobre este índice implica modificaciones sobre el comportamiento de la ABL (Vilá-Guerau de Arellano et al., 2009)

$$B = H_s / E_s \quad (5.17)$$

La descripción matemática y la relación existente entre ambos flujos de calor se encuentra implementada de forma similar en las dos parametrizaciones seleccionadas MRF e YSU. Sin embargo, una de las grandes diferencias existentes entre ambas parametrizaciones se asocia a la forma de resolver la ecuación de difusión turbulenta en el interior de la ABL, la cual determina la variación con el tiempo que experimentan, en este caso, diferentes variables meteorológicas, como la temperatura potencial o la humedad específica. Como se ha comentado en el capítulo 2, en esta capa la turbulencia atmosférica originada por desequilibrios térmicos o mecánicos produce una intensificación de los movimientos caóticos del aire, favoreciendo el fenómeno de

difusión y transporte de energía y materia en su interior, por lo que la correcta parametrización de estos fenómenos es crucial para una adecuada representación de la misma.

Ambas parametrizaciones se caracterizan por utilizar una aproximación no-local (Troen y Mahrt, 1986., Holtslag et al, 1990) (Ecuación 5.18) en la resolución de la ecuación de difusión turbulenta en el interior de la capa de mezcla ($z < h$, donde h representa la altura vertical de la ABL). Esta aproximación consiste en aplicar una corrección al término local (gradiente) denominado “countergradient” (Hostlag y Moeng, 1991) (Ecuación 5.19). La inclusión de este término es necesaria para analizar la evolución de los flujos de calor en la ABL (Holtslag y Boville, 1993), ya que representa la contribución que realiza el transporte de mayor escala (no-local) derivado de la convección seca sobre el flujo total.

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\underbrace{K_c \left(\frac{\partial C}{\partial z} - \gamma_c \right)}_{\text{Aprox. No-local (gradiente - Countergradient)}} - \underbrace{(\overline{\omega'c'})_h \left(\frac{z}{h} \right)^3}_{\text{Entrada (Entrainment)}} \right] \quad (5.18)$$

$$\gamma_c = b \frac{(\overline{\omega'c'})}{\omega_s h} \quad (5.19)$$

donde K_C es el coeficiente de difusión turbulenta.

C son las diferentes variables meteorológicas (velocidad del viento en cada uno de los ejes (u y v), temperatura potencial (θ) o humedad específica (q)).

$\frac{\partial C}{\partial z}$ es el término local (gradiente).

γ_c es el término no-local (“countergradient”).

$(\overline{\omega'c'})_h$ es el flujo en la capa de inversión (tope de ABL).

z es la altura vertical.

h representa la altura de la ABL.

$(\overline{\omega'c'})$ es el flujo de superficie.

ω_s es la velocidad del viento en la capa de mezcla.

b es el coeficiente de proporcionalidad.

La mayor diferencia entre una y otra se encuentra en el tratamiento explícito que la parametrización YSU realiza de la entrada de flujos sobre la ABL que se producen a través de la capa de inversión que marca el tope vertical, denominada zona de “entrainment” (Capítulo2) (Pino et al., 2006). Esta advección se representa a partir del término denominado como “entrainment” (Ecuación 5.18), el cual es proporcional al flujo que se registra en la capa de inversión de la ABL. Por el contrario, en la

parametrización MRF estos procesos tienen un carácter implícito, representándose su influencia sobre la altura de la ABL en el incremento de la mezcla turbulenta entre la parte inferior de la capa de inversión y su tope.

Como puede observarse, el término b (coeficiente de proporcionalidad) tiene influencia directa en la determinación del término “countergradient” y, por tanto, en la resolución de la ecuación de difusión turbulenta.

A partir de la información obtenida en Hong y Pan, (1996) y Hong et al. (2006) se hace un breve resumen comparativo sobre el método de cálculo de h definido en ambas parametrizaciones, MRF e YSU. En ambos esquemas el proceso de cálculo se inicia con la estimación numérica, a la baja, de h mediante la ecuación 5.20. Esta estimación no considera el término representativo del exceso de temperatura virtual cerca de la superficie (θ_T), (Ecuación 5.21). En esta última se observa la influencia que tiene el parámetro b en la determinación de la altura de la ABL (h).

$$h = Rib_{cr} \frac{\theta_{va} |U(h)|^2}{g(\theta_v(h) - \theta_s)} \quad (5.20)$$

$$\theta_s = \theta_{va} + \theta_T \left[= b \frac{(\overline{\omega' \theta'_v})_0}{\omega_s} \right] \quad (5.21)$$

donde Rib_{cr} es el número de Richardson crítico (Pielke, 1984);

θ_{va} es la temperatura potencial virtual en la capa más superficial del modelo.

θ_T es la temperatura virtual cerca de la superficie.

$U(h)$ es la velocidad horizontal del viento en el nivel h ;

g es la constante de gravedad;

$\theta_v(h)$ es la temperatura potencial virtual en la altura h ;

θ_s es la temperatura cerca de la superficie;

$(\overline{\omega' \theta'_v})_0$ es el flujo de calor asociado a la temperatura potencial virtual en la superficie.

ω_s es a la velocidad del viento en la capa de mezcla.

Esta estimación de h es utilizada para evaluar un conjunto de funciones con el fin de poder determinar el valor de θ_T (Ecuación 5.21). Entre este conjunto de parámetros destaca el cálculo de la velocidad de escala en la capa de mezcla (ω_s) (Pielke, 1984), el cual se calcula de diferente forma si se emplea el esquema MRF (Ecuación 5.22) o el YSU (Ecuación 5.23).

$$\omega_s = u_* \varphi_m^{-1} \quad (5.22)$$

$$\omega_s = \left(u_*^3 + \varphi_m K \omega_b^3 Z / h \right)^{\frac{1}{3}} \quad (5.23)$$

donde u_* es la velocidad de escala de fricción en la superficie.

φ_m es una función vertical representativa del viento en el tope de la ABL.

ω_b es la velocidad de escala convectiva para el aire húmedo.

z es la altura vertical definida como $z = 0.5 h$.

Utilizando los resultados obtenidos para ω_s es posible calcular θ_T y, por tanto, recalculando de nuevo la altura de la ABL, incrementándola. El rango de este incremento de h se obtiene a partir del cálculo del número de Richardson (Pielke, 1984) entre niveles verticales (Ecuación 5.24) y su posterior comparación con el número de Richardson crítico (Rib_{cr}) fijado. Este parámetro adimensional proporciona información sobre el grado de turbulencia que existe entre la capa superficial (el nivel más bajo del modelo) y los niveles superiores, representando para valores positivos/negativos una estratificación atmosférica estable/inestable.

$$Rib(z) = \frac{g[\theta_v(z) - \theta_z]z}{\theta_{va} U(z)^2} \quad (5.24)$$

De esta forma, la definición del valor de Rib_{cr} en cada una de las parametrizaciones condiciona la determinación del h , ya que la nueva altura de la ABL se determinará a partir del primer nivel vertical que supere el valor de Rib_{cr} , calculándose el nivel exacto a partir de la interpolación entre los de este primer nivel vertical y su nivel predecesor.

En la MRF se toma como referencia un valor de 0.5, representativo del nivel en el que disminuye el nivel de mezclado vertical dentro de la ABL, ya que existe una escasa turbulencia para valores positivos mayores y aumenta la intensidad de los movimientos convectivos conforme el valor es menor y más negativo. Por el contrario, en la YSU, el valor de Rib_{cr} es igual a 0.0, siendo indicativo del nivel vertical en el que registra el mínimo flujo procedente de capas bajas sobre la zona de inversión de la ABL.

Sensibilidad del modelo ante modificaciones en el valor de M.

Los dominios más pequeños definidos en este trabajo tomando como referencia la base de datos de cobertura vegetal o usos del suelo USGS, se caracterizan por la combinación de cuatro tipos diferentes de cobertura vegetal como son: las tierras de cultivo de secano y pastizales, tierras de cultivo y mosaico de bosques, matorral mixto /

pastizal y el bosque de hoja caduca. Cada uno de estas variedades de usos del suelo tiene definido inicialmente un valor de M igual a 0.6, 0.6, 0.25 y 0.6 respectivamente.

Como se ha mostrado en los anteriores estudios de sensibilidad (respuesta del modelo ante diferentes ficheros de entrada y tipo de técnica de anidamiento), el modelo presentaba las mayores dificultades en la simulación de los máximos diarios de temperatura potencial y de humedad específica en el primero de los periodos. Teniendo en cuenta la influencia que ejerce el término M sobre la intensidad de los flujos de calor latente y sensible (Ecuaciones 5.4 y 5.5) y, por tanto, sobre los valores de temperatura y de humedad específica, este estudio de sensibilidad analiza el comportamiento que experimentan las series temporales de ambas magnitudes meteorológicas ante variaciones en el valor inicial de M en cada uno de los suelos predominantes sobre la región de estudio.

Para que el modelo reduzca la diferencia existente con las series observadas, y en virtud de la mayor sequedad de los suelos que rodean la estación de El Arenosillo, se optó por reducir progresivamente el valor inicial de M en todos los suelos predominantes. Esta reducción permitió obtener una mejor aproximación a las series de temperatura potencial y humedad específica fijando un valor de M igual a 0.1 en cada uno de los tipos de suelo modificados. La figura 5.12 muestra la comparativa entre las series temporales de temperatura potencial, humedad específica e intensidad del viento y los resultados pronosticados por el modelo para ambas parametrizaciones, MRF e YSU, sobre la estación de El Arenosillo, tomando el valor inicial de M en cada uno de ellos y el valor de 0.1.

La velocidad del viento ha sido seleccionada en base a la influencia que ejercen los diferentes tipos de suelos sobre esta magnitud, ya comentada en el capítulo 3, por lo que esta variación en el valor del índice M podría afectar a los resultados simulados. Los resultados del modelo son los correspondientes al dominio D4, habiéndose calculado el par de estadísticos RMSE y BIAS para cada magnitud.

En el primero de los periodos la disminución de M permite obtener una representación más realista de los valores máximos diarios de temperatura potencial, empleando ambas parametrizaciones. Por el contrario, se ve incrementada la diferencia térmica respecto a las observaciones durante el periodo de transición diario, siendo especialmente notable para la parametrización YSU, con diferencias de hasta 3 K. Este comportamiento no conlleva una mejora estadística entre las series pronosticadas y observadas, manteniéndose en valores muy similares a los obtenidos con un valor de M igual a 0.6. En ambas parametrizaciones los pronósticos varían, tendiendo a sobrestimar las

observaciones, en 0.6 K (0,22 %) en MRF y 1.5 K (0,54 %) en YSU, el índice RMSE aumenta ligeramente en la parametrización YSU, registrando una diferencia de 2.4 K (0,82 %), y se ve reducido utilizando el esquema MRF a 1.8 K (1,82 %).

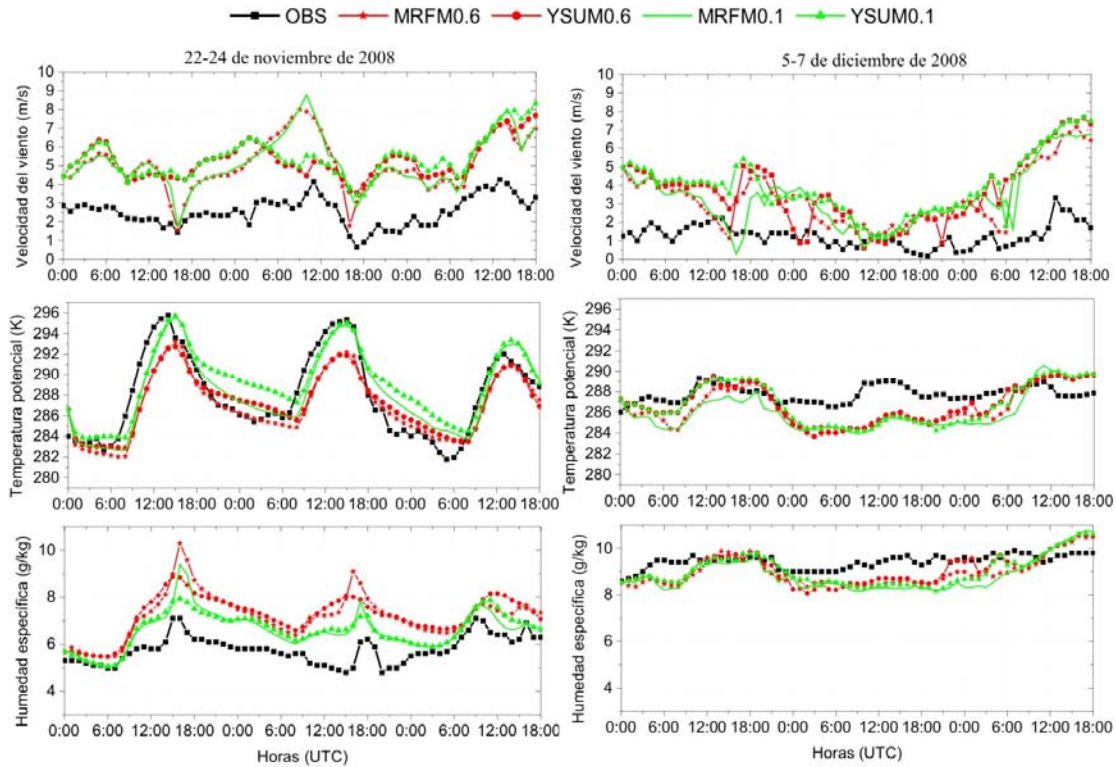


Figura 5.12. Evolución horaria de la a) velocidad del viento, b) temperatura potencial y c) humedad específica para cada uno de los periodos analizados, 22-24 de noviembre de 2008 y 5-7 de diciembre de 2008, medida (OBS) y simulada reduciendo el valor del coeficiente de disponibilidad de humedad en el suelo (M), en la estación de El Arenosillo, tomando la salida del dominio más pequeño, D4.

Este descenso en el valor de M también influye sobre los resultados de humedad específica en el primero de los episodios. Se observa una reducción de los valores de humedad específica en un rango de 1.5 - 1 g kg⁻¹, alcanzándose su máxima reducción en los valores máximos diarios con descensos de hasta 2 g kg⁻¹. Este menor índice de humedad repercute en la reducción de los parámetros estadísticos para ambas configuraciones, alcanzando una mayor representatividad con la totalidad del período, disminuyendo tanto el valor del índice RMSE a un rango en torno al 1 g kg⁻¹ (17-19 %), como el del BIAS a una sobrestimación inferior a 1 g kg⁻¹ (15-16 %)

Como se muestra en la comparativa de la evolución de la velocidad del viento, la modificación del valor de M no propicia la obtención de una representación más realista de las observaciones, incrementándose ligeramente las diferencias entre éstas y los resultados pronosticados. Continúa manteniéndose la tendencia a sobrestimar los valores observados en ambas parametrizaciones, alcanzando valores del índice RMSE en torno a los 3 m s⁻¹. No obstante, se puede destacar que los valores obtenidos

mediante la MRF, en algunos casos son más intensos y, por tanto, menos realistas que los obtenidos mediante el esquema YSU.

En el segundo de los periodos los resultados obtenidos para cada una de las variables analizadas no muestran mejoras notables de las series pronosticadas respecto a las observadas ante modificaciones en el valor de M. La comparativa muestra como ambas parametrizaciones poseen una menor sensibilidad ante variaciones del índice M, aunque se registra una intensidad y evolución temporal similar entre los valores.

Dentro de esta escasa variación los valores estadísticos tienden a un ligero incremento en todas las variables meteorológicas analizadas en este segundo periodo. En el caso de la humedad específica, ambas parametrizaciones registran valores del índice RMSE en torno a 1 g kg^{-1} (10-8 %) y una subestimación (BIAS) inferior a 1 g kg^{-1} (7-5 %). También se ha obtenido un ligero incremento en la subestimación de las series observadas de temperatura potencial por parte del modelo, siendo esta diferencia más elevada en el caso de emplear la parametrización MRF (2.7 K, -1.8 K) que la YSU (2.5 K, -1.6 K), aunque en ambos casos manteniéndose por debajo del 1 % de error relativo. Para la velocidad del viento se han obtenido para ambas simulaciones una sobrestimación del viento entre los $2 - 3 \text{ m s}^{-1}$ y unos valores del índice RMSE en torno a los 3 m s^{-1} , registrándose un elevado error relativo elevado.

Considerando los resultados obtenidos para el primero de los periodos, en los que una reducción del índice M ha provocado una disminución de los valores de humedad específica y un aumento de la temperatura potencial, puede observarse la influencia que este índice tiene sobre ambas magnitudes. En condiciones de calentamiento diurno la ABL presenta una evolución diaria en la que alcanza su máximo desarrollo durante las horas centrales del día. Por tanto, se considera necesario seleccionar el valor del índice M que mejor represente los registros máximos diarios de temperatura potencial y humedad específica y así obtener una mejor aproximación a la intensidad de los flujos de calor sensible y latente que condicionan la evolución y desarrollo de la ABL. Con esta premisa, independientemente del tipo de parametrización de la ABL empleada, el valor del índice M que mejor reproduce la evolución marcada por ambas series temporales es 0.1.

Esta selección se ha basado en los resultados obtenidos en el primero de los periodos, pues durante el segundo la variación del índice M no repercute en grandes diferencias. Al presentar cada uno de los periodos diferentes condiciones meteorológicas, estos resultados pueden indicar que la influencia de las modificaciones de este índice podrían estar condicionadas por las propias condiciones meteorológicas. En este sentido cabe

recordar que los periodos seleccionados tienen lugar durante el periodo frío del año, por lo que sería necesario llevar a cabo un estudio similar durante la época cálida.

Sensibilidad del modelo ante variaciones en el valor de Rib_{cr} y de b .

Esta sección se dedica a mostrar los resultados que se han obtenido de comparar la estructura y evolución de la ABL simulada por las dos parametrizaciones, MRF e YSU, y la obtenida experimentalmente a partir de los sondeos realizados durante cada uno de los periodos de estudio. Además de utilizar ambas configuraciones, también se han modificado los valores iniciales del número de Richardson crítico (Rib_{cr}) y del coeficiente de proporcionalidad (b). Con ello se pretende identificar aquella parametrización con el par de valores de Rib_{cr} y b que mejor reproduzca la evolución de la ABL observada sobre la zona de estudio.

La selección de ambos parámetros, como se ha mostrado en la sección teórica previa, está basada en la influencia directa que ejercen sobre diversos factores que determinan el desarrollo vertical de la ABL. Sin embargo, no es posible comparar directamente los resultados obtenidos mediante ambas parametrizaciones, debido al empleo de diferentes métodos de cálculo de h , como ya se ha mencionado previamente. Por este motivo, y para establecer una comparativa de los resultados, se ha analizado la variación vertical de la temperatura potencial, puesto que es uno de los métodos más extendidos para obtener la altura máxima de la ABL, que se define como la altura en la cual se registra el máximo valor del gradiente vertical de temperatura potencial. El empleo de este método se basa en la elevada resolución que se dispone de los primeros 3000 m, en los que se definieron 26 niveles sigma

La metodología que se ha empleado en este estudio ha consistido en realizar sobre ambas parametrizaciones, variaciones en el valor de Rib_{cr} para un valor fijo de b , con el fin de determinar la influencia que posee este parámetro sobre la ABL. Posteriormente se ha modificado el valor de b , manteniendo fijo el valor de Rib_{cr} , con el objetivo de analizar su efecto sobre la ABL. A partir de la comparativa de las simulaciones con los registros experimentales, se ha definido tanto la parametrización como el par de valores que mejor representan la estructura de la ABL sobre la región de estudio, prestando especial atención a la correcta determinación de su altura. En este proceso los resultados simulados han sido extraídos del dominio más pequeño, D4.

Se ha considerado de interés mostrar la comparativa entre los resultados simulados por el modelo y el sondeo experimental a las 13:00 UTC para ambos periodos. Se ha

establecido esta hora puesto que las observaciones muestran una ABL con una capa de mezcla perfectamente definida en el primero de los episodios. Sin embargo, en el segundo de ellos, la ABL presenta durante toda la jornada condiciones verticales estables, con incremento de la temperatura potencial y descenso de la humedad específica con la altura y, por tanto, sin llegar a formarse la capa de mezcla.

La figura 5.13 muestra la comparativa entre los perfiles verticales de temperatura potencial, humedad específica y velocidad del viento observada y simulada a las 13:00 UTC empleando tres valores diferentes de Rib_{cr} , como 0.25, 0.5 (valor estándar) y 0.75, y un valor fijo de b igual a 0.0 para las dos parametrizaciones.

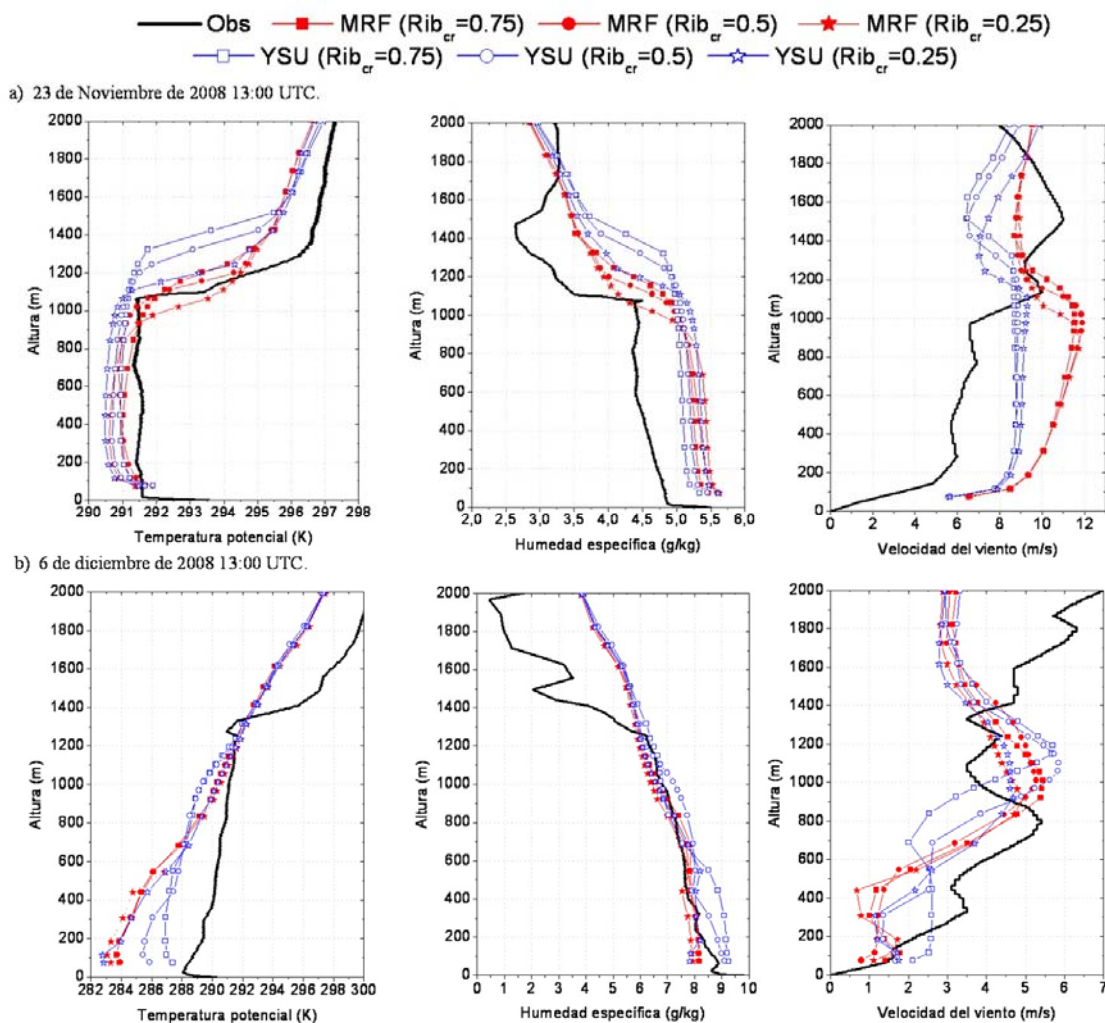


Figura 5.13. Perfiles verticales de temperatura potencial, humedad específica y velocidad del viento para diferentes números de Richardson crítico (Rib_{cr}) y un valor fijo del coeficiente de proporcionalidad (b) igual a 0.0. Se presentan los resultados de las observaciones experimentales y las simulaciones del dominio más pequeño D4, utilizando las parametrizaciones MRF e YSU para las 13:00 UTC del a) 23/11/2008 y b) 06/12/2008.

De forma general y para ambos periodos, los resultados muestran que el modelo pronostica una capa límite más fría y húmeda, existiendo mayores diferencias respecto a

las observaciones en los valores de humedad específica en el primero de ellos y en los valores térmicos durante el segundo. El modelo también pronostica un mayor calentamiento y sequedad en la cima de la ABL en el primer caso, reproduciendo en el segundo el progresivo incremento térmico y pérdida de humedad con la altura. En ambos casos, la velocidad del viento pronosticada por el modelo no simula adecuadamente la variabilidad vertical que marcan las observaciones. De esa manera se comprueba como el modelo, ante dos escenarios meteorológicos diferentes, presenta las mayores dificultades para reproducir la variación vertical de la velocidad del viento, mientras que, por el contrario, sí que representa la variación vertical que experimenta la temperatura potencial y la humedad específica.

Debido a que en el primero de los periodos se tiene una capa de mezcla bien formada se ha decidido tomar éste como referencia para analizar la influencia que poseen sobre los resultados simulados las variaciones en el valor de Rib_{cr} en cada una de las parametrizaciones empleadas, MRF e YSU.

Como se observa en la variación vertical de temperatura potencial de la figura 5.13a, el perfil vertical simulado es más frío y húmedo que el mostrado por las observaciones. Las mayores diferencias respecto a las observaciones para la capa de mezcla se obtienen al emplearse la parametrización YSU con el valor de 0.25, mientras que, las simulaciones que más se acercan a las observaciones son obtenidas con la parametrización MRF para un valor de 0.75. Estos resultados podrían justificarse considerando el significado físico de Rib_{cr} , ya que a mayor valor de éste se está exigiendo un mayor grado de estabilidad atmosférica vertical, la cual, se alcanza a alturas mayores para minimizar el efecto de la turbulencia superficial.

Conforme se incrementa la altura de la ABL, más volumen de aire cálido se introduce en el interior, intensificándose los movimientos convectivos que en ella se producen y derivando este fenómeno en un enfriamiento de la capa de mezcla. En este sentido se observa que, independientemente de la parametrización de ABL utilizado, el valor de h varía desde un máximo al aplicar 0.75 a un mínimo con 0.25, siendo el primero de ellos el que registra un mayor enfriamiento de la capa de mezcla.

El conjunto de simulaciones muestra una mayor intensidad para la velocidad del viento, pudiendo diferenciarse de forma nítida entre los resultados obtenidos de aplicar una y otra, aunque sin llegar a observarse diferencias notables respecto al valor de Rib_{cr} definido. Puede destacarse como la parametrización YSU presenta una menor variabilidad en la intensidad del viento en la capa de mezcla, respecto al valor pronosticado por el esquema MRF, el cual es constante una vez superados los 1000 m.

Con el fin de conocer la validez del modelo en la reproducción de la altura de la ABL, se ha analizado la evolución que experimenta la h desde las 9:00 UTC hasta las 17:00 UTC, durante el primero de los periodos. Para ello, se han calculado las alturas de la ABL a partir de los perfiles verticales de temperatura potencial obtenidos de los sondeos experimentales, y los perfiles simulados por el modelo para cada una de las parametrizaciones.

La figura 5.14 muestra la comparativa entre la evolución simulada y observada de h para cada una de las parametrizaciones variando el valor de Rib_{cr} entre 0.25, 0.5 y 0.75. Se observa que bajo cualquier configuración el modelo simula un valor similar de h durante la primera hora, para posteriormente observarse diferencias entre ellas, sin registrar un orden preestablecido. Estos resultados son esperables al ser un periodo en el que se establecen progresivamente los flujos superficiales. Sin embargo, a partir de las 12:00 UTC, coincidiendo con una estructura definida de la ABL, la evolución temporal de h presenta valores superiores en cualquiera de las parametrizaciones conforme se incrementa el valor de Rib_{cr} .

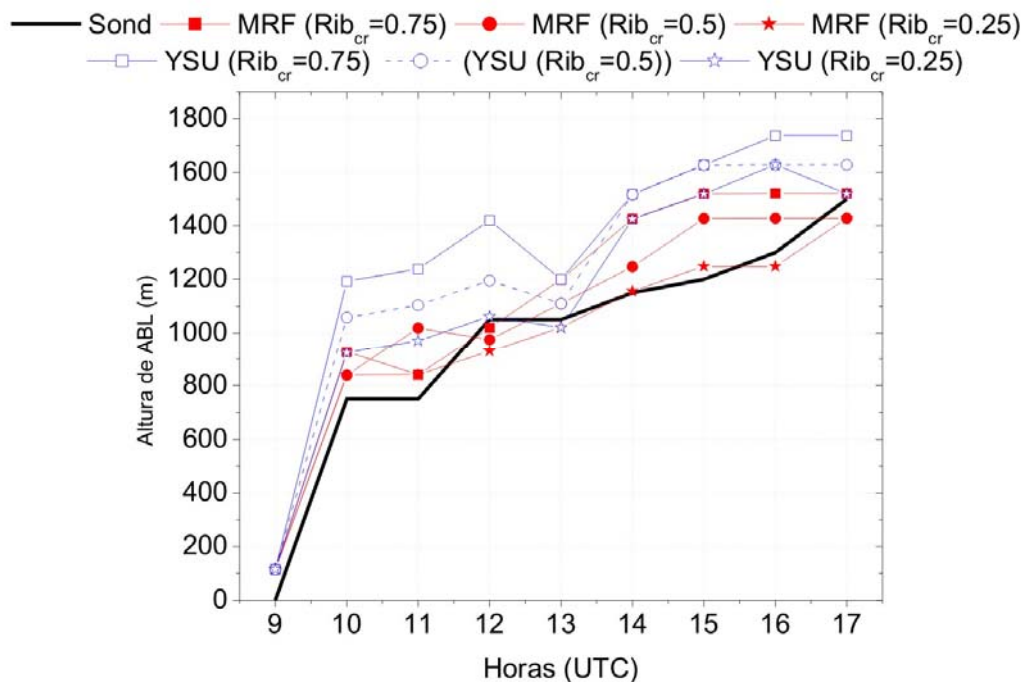


Figura 5.14. Evolución de la altura de la ABL correspondiente al 23 de noviembre de 2008 desde las 9:00 a las 17:00 UTC, utilizando las observaciones experimentales (sondeos) y las simulaciones de perfiles verticales del dominio más pequeño (D4), para un valor fijo de $b = 0.0$ y variaciones en el número de Richardson crítico utilizando las parametrizaciones MRF e YSU.

Se observa que a partir de las 12:00 UTC, la evolución temporal de h obtenida mediante la parametrización YSU con un Rib_{cr} de 0.25 tiende a la evolución modelizada por la parametrización MRF con un Rib_{cr} de 0.75. Este resultado es coherente con el obtenido en Hong et al. (2006), en el cual se establece que la parametrización YSU incrementa la altura de la ABL en relación a la determinada por MRF cuando la convección es generada por procesos térmicos. En este caso, debido a las condiciones meteorológicas presentes durante el primer periodo, así como por la orografía característica del dominio D4, ésta poseería un origen térmico, validando el resultado obtenido.

Una vez analizada la influencia del valor de Rib_{cr} , el siguiente estudio tiene el propósito de conocer la influencia del valor del coeficiente de proporcionalidad (b) en la determinación de la ABL. Para ello se ha procedido a realizar un conjunto de simulaciones en las que, para un valor de Rib_{cr} fijo, se varía el valor de b , entre 0.0, 7.8 (valor estándar) y 11.2. La elección de estos valores se basa en el estudio realizado por Hong y Pang, (1996). Este parámetro condiciona el exceso de temperatura en la superficie y el cálculo del término denominado “countergradient”. Un aumento de este valor podría traducirse en un incremento de la altura de la ABL, debido al incremento de la turbulencia a nivel superficial, así como de la advección de flujos externos procedentes de la convección seca.

La figura 5.15 muestra los resultados obtenidos a las 13:00 UTC para cada uno de los dos periodos. En este caso únicamente se presentan los resultados obtenidos para el perfil de temperatura potencial, puesto que se considera la variable más relevante para determinar la estructura de la ABL.

Inicialmente estos resultados muestran claramente la diferente simulación de la ABL realizada por las parametrizaciones YSU y MRF. Se observa el incremento en la altura de la ABL obtenido aplicando el esquema YSU respecto al MRF. Este comportamiento estaría asociado a la diferente forma de resolución de la ecuación de difusión turbulenta que realizan ambas parametrizaciones (Ecuación 5.18) y, por tanto, representaría la influencia que sobre la ABL posee el tratamiento explícito de la entrada de los flujos procedentes de la atmósfera libre.

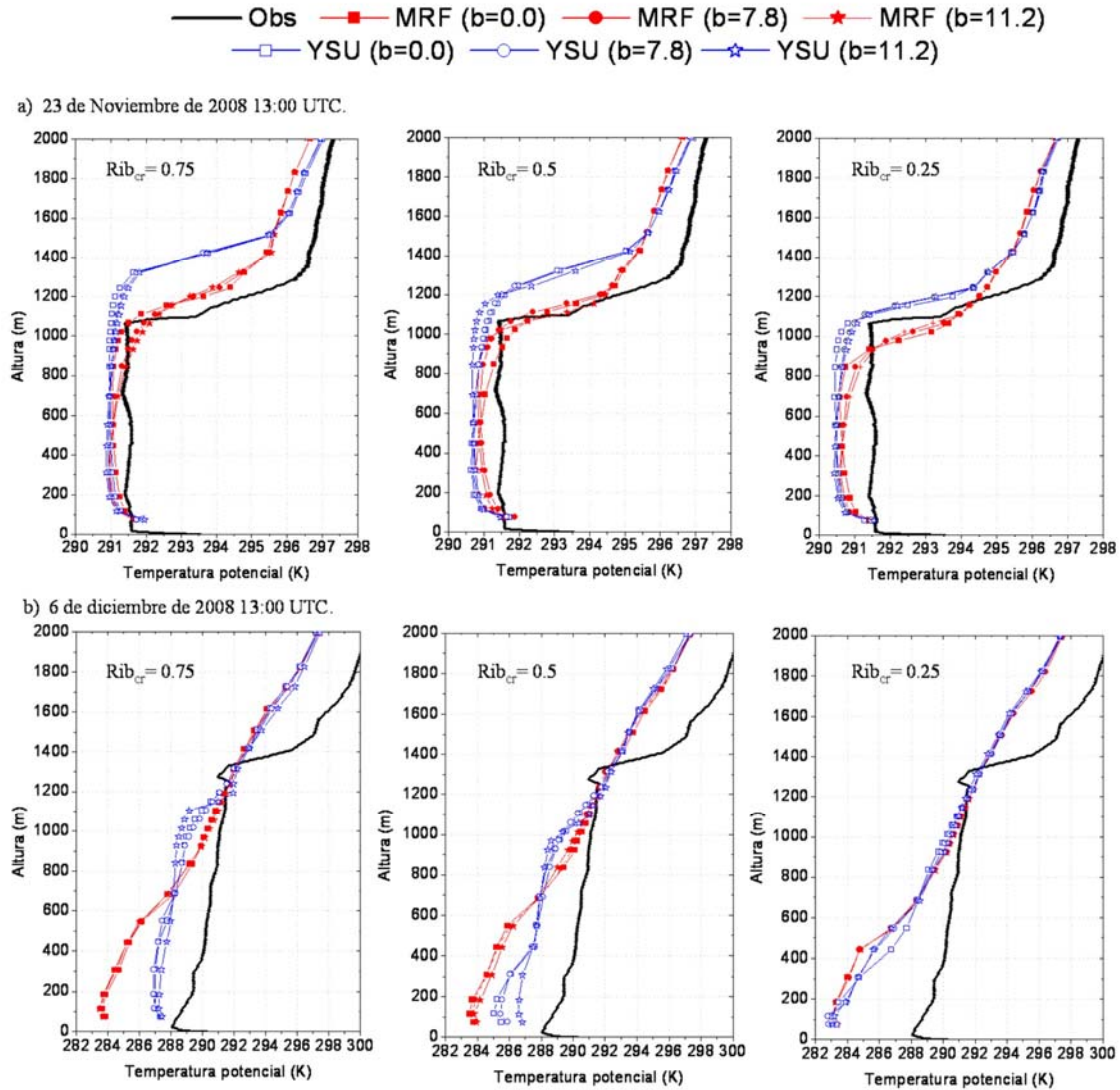


Figura 5.15. Perfiles verticales de temperatura potencial para diferentes valores del coeficiente de proporcionalidad (b) y un valor fijo del número de Richardson crítico (Rib_{cr}). Se presentan los resultados de las observaciones experimentales y las simulaciones del dominio más pequeño D4, utilizando las parametrizaciones MRF e YSU para las 13:00 UTC del 23/11/2008 (a) y 06/12/2008 (b).

Los resultados muestran que durante el primero de los periodos, independientemente del valor de b empleado, los perfiles simulados continúan presentando valores térmicos más bajos que los observados. Así mismo, se observa una mayor variación entre los resultados modelizados al emplearse la parametrización MRF, presentando valores más fríos en la zona superior de la ABL en el caso de un Rib_{cr} de 0.75 y 0.25 y un b de 0.0, invirtiéndose este comportamiento para un Rib_{cr} de 0.5, ya que la zona límite presenta un valor más frío para un b de 7.8 y 11.2. Por el contrario, los resultados con YSU no presentan grandes variaciones en la capa de mezcla, si bien en el tope de la ABL se registran valores ligeramente más fríos utilizando un b de 0.0.

Durante el segundo de los periodos se observa un comportamiento inverso al primero. En este caso es la parametrización YSU la que presenta una mayor sensibilidad térmica al modificar el valor de b , no identificándose cambios notables al utilizar la parametrización MRF. Las mayores diferencias en los pronósticos utilizando YSU se registran con un valor de Rib_{cr} de 0.5 en la zona más superficial, registrándose los valores más cálidos con un valor de b de 11.2.

Estos resultados permiten establecer que para el primero de los periodos la representación de la región convectiva, independientemente de la parametrización utilizada, presenta mínimas diferencias frente a modificaciones en los valores de b , así como en la determinación del límite vertical de la ABL. No obstante, con el propósito de conocer si este comportamiento en el tope vertical de la ABL se mantiene a lo largo de su evolución diaria, se ha calculado la altura de la ABL para cada una de las simulaciones realizadas durante el primero de los periodos.

La figura 5.16 muestra la comparativa entre la variación de la altura máxima de la ABL de 9:00 a 17:00 UTC simulada y observada. Los resultados de esta figura muestran, de manera general, como las simulaciones del modelo, independientemente de la configuración empleada, tienden sistemáticamente a sobrestimar la evolución observada de h . Se observan claras diferencias en la evolución de h utilizando diferentes valores de b , pudiéndose afirmar que el valor de b influye de manera notable en la simulación de la ABL.

Al contrario de lo que ocurría en el caso de variaciones en el Rib_{cr} , se observan diferencias elevadas entre simulaciones durante el periodo de desarrollo de la ABL. Este hecho podría entenderse en función de la influencia de este parámetro en la determinación del calor superficial, clave para determinar los flujos térmicos. Como era esperable a partir de las 12:00 UTC, para cualquier valor de Rib_{cr} , se obtiene una menor altura de la ABL tomando el valor de b igual a 0.0 en el caso de la parametrización MRF y el más elevado para un b igual a 11.2 utilizando la parametrización YSU.

En esta figura, al igual que se observa en la figura 5.14, conforme se incrementa el valor de Rib_{cr} los resultados simulados más alejados de las observaciones se obtienen aplicando la parametrización YSU con un valor del Rib_{cr} igual a 0.75. Mientras que la configuración que mejor reproduce las observaciones se obtiene aplicando un valor de Rib_{cr} de 0.25 en el esquema MRF. Además, ante variaciones en el valor de b , las diferencias encontradas entre las evoluciones de h , son mayores conforme el valor de Rib_{cr} se incrementa. Se observa una mayor similitud entre simulaciones en el caso de fijar un Rib_{cr} de 0.25 que uno de 0.75. De esta manera, se podría indicar que para una

mayor estabilidad vertical, es decir, con un Rib_{cr} mayor se produce un aumento de las diferencias entre las modificaciones realizadas para el valor de b .

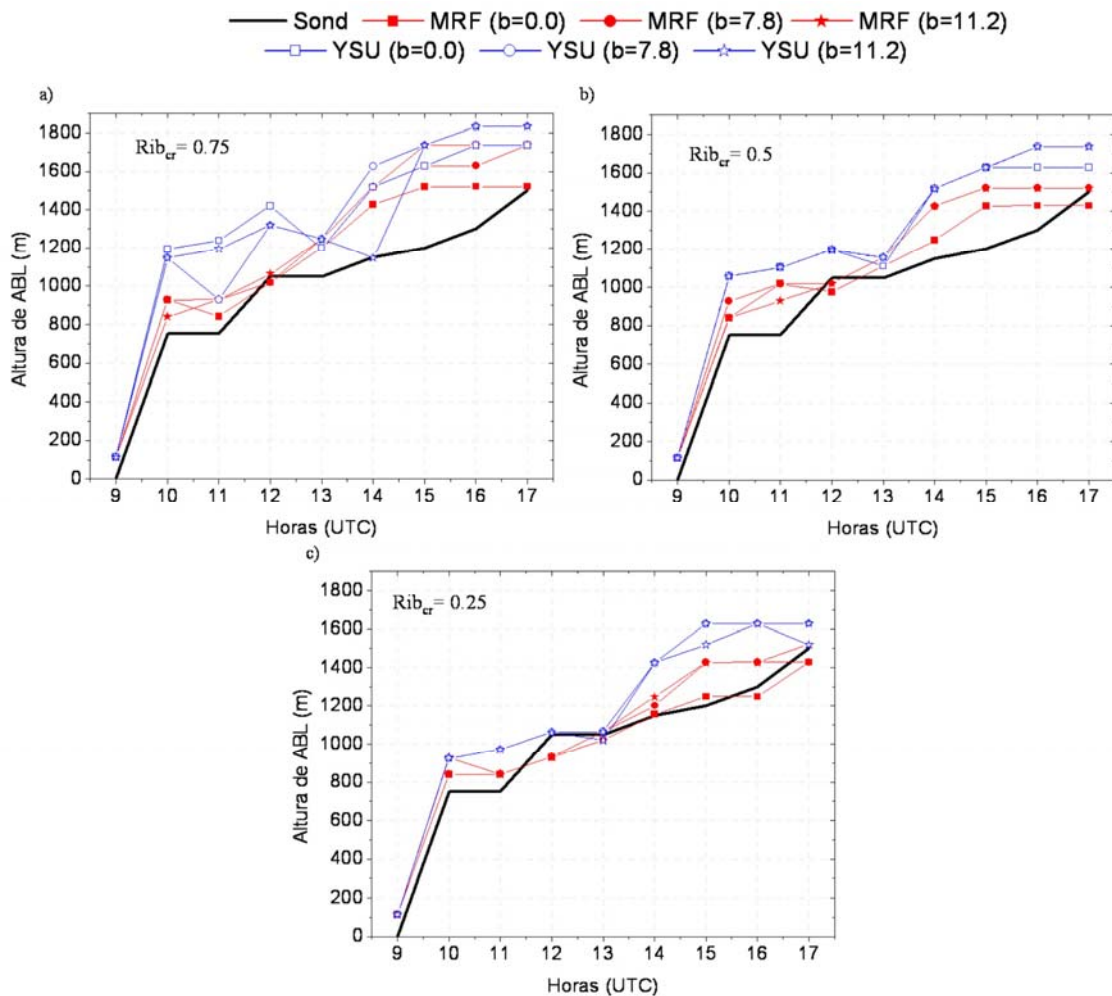


Figura 5.16. Evolución de la altura de la ABL correspondiente al 23 de Noviembre de 2008 entre las 9:00-17:00 UTC, utilizando las observaciones experimentales (sondeos) y las simulaciones de perfiles verticales del dominio más pequeño (D4), para variaciones del valor del coeficiente de proporcionalidad (b) y un valor fijo del Rib_{cr} de a) 0.25, b) 0.5 y c) 0.75 utilizando las parametrizaciones MRF e YSU.

En general, los resultados muestran que independientemente de la configuración empleada, el modelo tiende a simular una capa de mezcla más fría y húmeda para ambos periodos. Se obtiene una mejor aproximación de las condiciones meteorológicas de la capa de mezcla para un valor de Rib_{cr} igual a 0.25 y un valor de b igual a 0.0 empleando ambas parametrizaciones. Sin embargo, considerando el periodo de transición diurno de la ABL, en el caso de la configuración YSU, la altura de la ABL simulada es muy superior a la obtenida por la parametrización MRF y a la obtenida por las observaciones.

Debido a que la evolución que experimenta la altura de la ABL es un factor relevante sobre el desarrollo de las condiciones meteorológicas en la región más superficial de la

atmósfera, la configuración seleccionada ha sido aquella que mejor represente su evolución diaria. Por este motivo, se han fijado el par de valores 0.25 y 0.0 empleando la parametrización MRF.

5.5. Conclusiones. Configuración final del modelo.

En este capítulo se han llevado a cabo diferentes análisis de sensibilidad del modelo WRF-ARW tomando como referencia la estación de El Arenosillo. Se ha analizado el comportamiento del modelo en dos periodos en los que existía una amplia información meteorológica, tanto en superficie como en su vertical. Se han realizado tres análisis de sensibilidad con el objetivo de obtener una configuración del modelo WRF-ARW representativa de la realidad meteorológica sobre esta zona. Así se ha estudiado la respuesta del modelo ante modificaciones en: i) en los ficheros meteorológicos de entrada, ii) técnica de anidamientos entre dominios, e iii) parametrización de ABL.

A partir de la comparativa de los resultados obtenidos empleando los ficheros ECMWF y FNL como entrada del modelo WRF-ARW, se ha optado por el empleo de los ficheros FNL para ser utilizados como información meteorológica de entrada y de definición de las condiciones de frontera. Esta elección se ha basado en que su empleo no conlleva una pérdida de representatividad de la información simulada. De esta manera, la resolución horizontal empleada en las posteriores simulaciones fue de 111 km ($1^\circ \times 1^\circ$ latitud), mientras que la vertical ha sido de 26 niveles de presión.

La comparación entre cada una de las simulaciones, empleando diferentes técnicas de anidamiento, ha permitido definir un flujo de información bidireccional entre los dominios como más óptima en la reproducción de la realidad meteorológica. Esta selección puede incluir una mayor variabilidad sobre la evolución de las condiciones meteorológicas, debido a su mayor sensibilidad ante la presencia de condicionantes orográficos.

Por último, el análisis del comportamiento del modelo frente a variaciones en una serie de parámetros que definen el comportamiento de la ABL ha permitido fijar una serie de valores que incrementan su capacidad. Se ha fijado un nuevo valor para el coeficiente de disponibilidad de humedad en el suelo en cada una de las coberturas vegetales dominantes, $M=0.1$, ya que es aquel que permite lograr una mejor aproximación a la evolución diaria que experimentan las series temporales de temperatura potencial y humedad específica durante ambos periodos, clave a la hora de determinar los flujos de calor latente y sensible que determinan el desarrollo de la ABL.

Posteriormente se han utilizado dos parametrizaciones diferentes de la ABL, modificándose también el valor de dos parámetros que condicionan su desarrollo, como son el número de Richardson crítico (Rib_{cr}) y el coeficiente de proporcionalidad (b). Se ha tratado de lograr una configuración que permita tanto obtener una adecuada representación de la capa de mezcla y una correcta representación de la evolución diaria que experimenta la altura de la ABL. La configuración que mejor reproduce esta evolución se ha obtenido empleando la parametrización MRF y unos valores de 0.25 para Rib_{cr} y de 0.0 para b .

Estos tres estudios de sensibilidad han permitido definir una configuración final del modelo WRF-ARW en la que, utilizando los ficheros FNL como entrada, el empleo de la técnica de anidamiento bidireccional y el uso de la parametrización MRF con un $Rib_{cr}= 0.25$ y un $b= 0.0$, permite simular con un adecuado grado de representatividad las condiciones meteorológicas.

Para conocer si esta configuración es válida sobre el área de estudio de este trabajo, Andalucía occidental, es necesario llevar a cabo un proceso de validación de sus resultados sobre esta región y así conocer el grado de representatividad de esta configuración. Esta temática es la que se aborda y presenta en el siguiente capítulo.

CAPÍTULO 6

MODELIZACIÓN Y ANÁLISIS DE ESCENARIOS METEOROLÓGICOS SOBRE ANDALUCÍA OCCIDENTAL MEDIANTE EL MODELO WRF-ARW

6.1. Introducción.

Como se ha indicado en el capítulo 5 de esta Tesis doctoral, la configuración de trabajo definida para el modelo WRF-ARW a partir de los diferentes análisis de sensibilidad realizados sobre El Arenosillo, debe ser validada en el ámbito de Andalucía occidental con el fin de determinar su grado de representatividad sobre las condiciones meteorológicas que se desarrollan en esta región. Para ello, se han identificado una serie de periodos, los cuales presentan un elevado grado de frecuencia de ocurrencia sobre Andalucía occidental.

Los resultados obtenidos en el capítulo 4 han mostrado la elevada incidencia de flujos procedentes del oeste sobre el entorno costero. La llegada de este tipo de advecciones, tanto norteamericanas, como atlánticas, alcanza un porcentaje total del 48 % durante el periodo 1997-2007 en el nivel de 500 m. Debido a esta alta frecuencia el análisis de las condiciones meteorológicas de Andalucía occidental bajo la advección de flujos del oeste, ha sido uno de los escenarios meteorológicos seleccionados para simular con el modelo WRF-ARW.

Un segundo escenario seleccionado ha sido el régimen de brisas en el golfo de Cádiz. Esta circulación de mesoescala posee una frecuencia anual de ocurrencia entre el 18 y 37 % durante el periodo de 1997-2007. Por tanto, Se trata de uno de los escenarios meteorológicos más frecuentes en esta región. Dos patrones del régimen de brisas denominados como brisa pura y brisa no pura, han sido identificados en el suroeste de la Península Ibérica (Adame et al., 2010) a partir del empleo de observaciones en superficie sobre la línea de costa de Huelva, habiéndose simulado con el modelo WRF-ARW una serie de periodos representativos de ambas circulaciones de mesoescala.

Con la selección y simulación de estos escenarios meteorológicos se pretenden cubrir dos objetivos. En primer lugar comprobar, a partir de la comparativa entre los resultados simulados y las observaciones, si la configuración del modelo WRF-ARW definida en el capítulo anterior para el área costera es válida para analizar las condiciones meteorológicas sobre Andalucía occidental. La simulación de dos situaciones atmosféricas desarrolladas a diferentes escalas permite realizar una mejor validación de las modificaciones realizadas en la configuración del modelo WRF-ARW.

En segundo lugar, la aplicación del modelo permitirá profundizar, tanto en superficie, como en altura, en el conocimiento sobre el desarrollo espacial y temporal de estos dos escenarios meteorológicos que se desarrollan en Andalucía occidental. En este sentido,

la modelización de la advección del oeste permitirá ampliar los resultados obtenidos en Hernández-Ceballos et al. (2011), en donde se analizaban las variaciones de temperatura potencial, humedad específica y velocidad del viento de este tipo de masas de aire a lo largo del valle del Guadalquivir.

6.2. Configuración del modelo WRF-ARW y metodología aplicada.

Debido a que el área objeto de estudio es Andalucía occidental se han definido unos dominios de trabajo que comprendan esta región, distintos a los empleados en el análisis de sensibilidad realizado en el capítulo 5. La definición de los dominios se ha realizado con el propósito de optimizar el tiempo de cálculo empleado en la resolución de cada dominio y la resolución horizontal y vertical utilizada en cada uno de ellos.

Se han definido cuatro dominios de trabajo centrados todos ellos en el punto (37.5 N, 4.4 W) (figura 6.1a). El mayor de los dominios (D1) (40 x 40 celdas) tiene una resolución de 81 km por celda y cubre el oeste del mar Mediterráneo, el sur de Europa, el norte de África, y parte del Atlántico norte. Este primer dominio tiene como objetivo considerar las principales características de escala sinóptica influyentes en cada uno de los escenarios simulados. El siguiente de los dominios (D2) (52 x 52 celdas) ha sido definido con una resolución espacial de 27 km por celda, englobando el entorno de la Península Ibérica. El tercero (D3) (91 x 70 celdas) presenta una resolución de 9 km por celda, y comprende la mitad sur de la Península Ibérica. Por último, el dominio más pequeño (D4) (151 x 91), abarca la propia zona de estudio, el valle del Guadalquivir y sus alrededores, con una resolución de 3 km por celda.

La configuración del modelo WRF-ARW aplicada en cada uno de los dominios, se corresponde con la obtenida en el capítulo anterior, después de haber realizado los estudios de sensibilidad. Por lo tanto, a partir de ahora, se emplea la técnica bidireccional de intercambio de información entre dominios, así como la parametrización MRF en la representación de la Capa Límite Atmosférica (ABL), empleándose un número de Richardson crítico de 0.25 y un valor del coeficiente de proporcionalidad igual a 0.0. Cabe recordar que la modificación realizada del valor del índice M (disponibilidad de humedad) se llevó a cabo durante el periodo frío del año, por lo que ésta únicamente ha sido aplicada a las simulaciones realizadas durante este periodo.

Al igual que en el capítulo 5, la necesidad de validar los resultados obtenidos con el modelo hace que sea necesario disponer de información meteorológica experimental, ello conlleva a seleccionar una serie de emplazamientos meteorológicos de referencia sobre la región. Los resultados obtenidos en el capítulo 3 mostraron la elevada influencia que la presencia del valle del Guadalquivir ejerce sobre la dinámica superficial atmosférica, por lo que se ha considerado esta zona como referencia en la validación de los resultados del modelo WRF-ARW, ya que los resultados que se obtengan favorecerán un mayor entendimiento de la dinámica atmosférica que se registra en el valle del Guadalquivir.

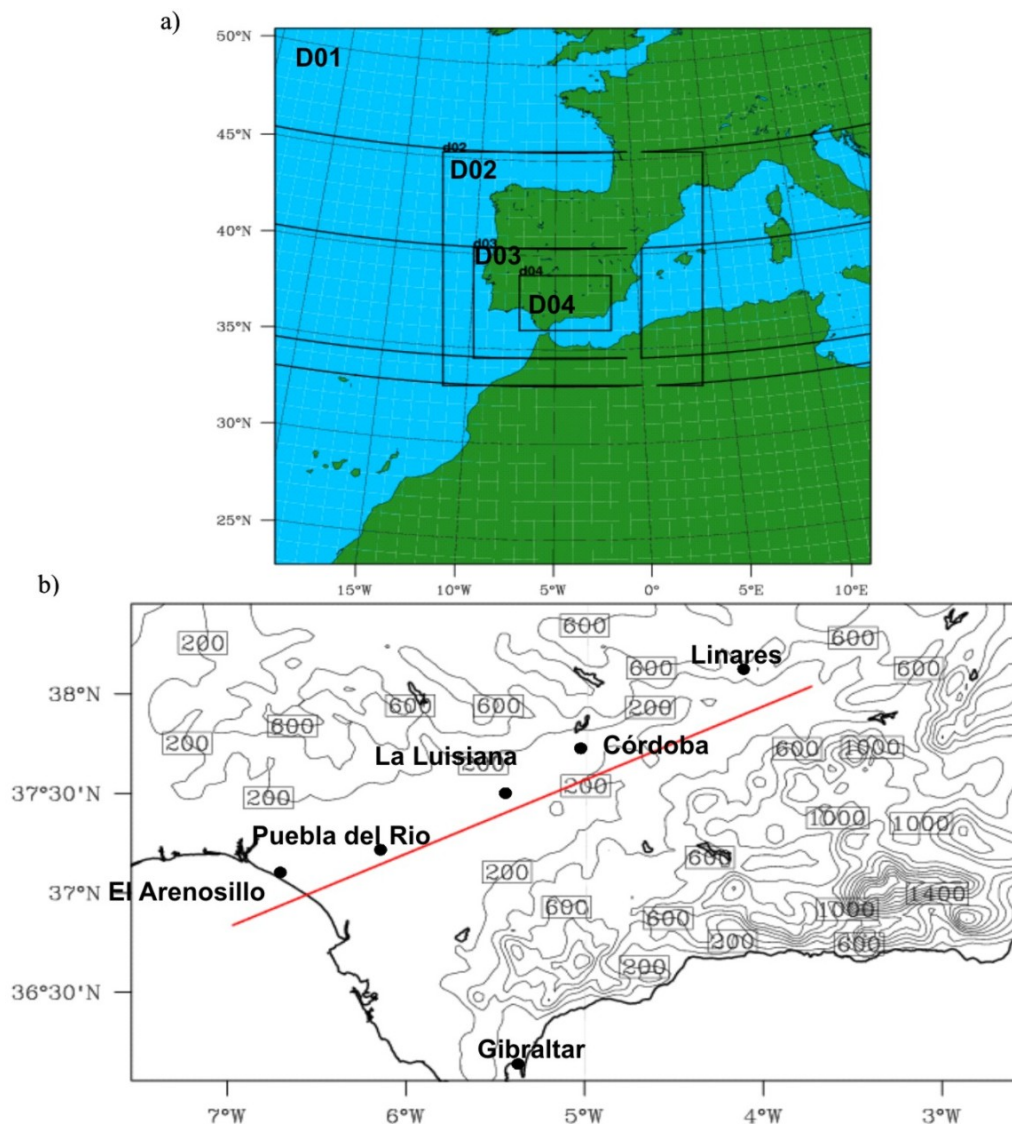


Figura 6.1. a) Cobertura espacial de cada uno de los dominios definidos, utilizando la proyección de Lambert, y b) orografía del área de estudio para el dominio más pequeño, D4, y localización de las estaciones meteorológicas empleadas en la validación de los resultados simulados por el modelo WRF-ARW. La línea a lo largo del valle representa la dirección recorrida para la sección transversal.

Con el objetivo de cubrir de manera óptima todo el valle, se han seleccionado estratégicamente cinco emplazamientos a lo largo de su eje (figura 6.1b), El Arenosillo (37.1 N, 6.7 W, 42 metros sobre el nivel del mar (m.s.n.m)), en el entorno costero; la estación de Puebla del Río (37.2 N, 6.1 W, 23 m) representativa de la parte más baja del valle; La Luisiana (37.5 N, 5.2 W, 188 m.s.n.m) y Córdoba (37.8 N, 4.8 W, 91 m.s.n.m) como referencia de su zona media, y la estación de Linares (38.06 N, 3.64 W, 443 m.s.n.m), como referencia de la parte alta del valle. Además, también se ha empleado Gibraltar (36.15 N, -5.35 W, 4 m), al ser una estación donde se realizan rutinariamente sondeos diario de radiosondeos que pertenece a la Organización Meteorológica Mundial (WMO) y por tanto, en la que se dispone de una amplia base de datos de sondeos meteorológicos.

El empleo de los datos de estas estaciones de medida en el estudio del campo de viento, de temperatura y de humedad relativa de Andalucía occidental realizado en el capítulo 3, permite considerarlas representativas de las condiciones meteorológicas que se registran en el valle del Guadalquivir. La validación realizada de las series meteorológicas de temperatura, humedad relativa y presión posibilita calcular variables meteorológicas indirectas como son, la temperatura potencial y la humedad específica, útiles en el estudio y caracterización de las masas de aire, como ya se puso de manifiesto en el capítulo 4.

Metodología.

Empleando los resultados obtenidos en el capítulo 4 se han identificado una serie de periodos caracterizados por presentar advección de flujos del oeste, así como ambos regimenes de brisas pura y no pura, sobre el entorno costero de Andalucía occidental. De este conjunto, y mediante el análisis de los registros de dirección y velocidad del viento, se han seleccionado aquellos periodos en los que cada escenario meteorológico tuviera una duración de al menos tres días, con el objetivo de garantizar que cada uno de ellos sea lo más representativo posible de cada uno de estos escenarios.

Una vez seleccionados se han simulado con el modelo WRF-ARW un total de cuatro periodos de cada uno de estos escenarios. Al igual que en el capítulo 5 se han considerado en cada uno de estos periodos 24 horas de simulación previa como tiempo de “spin-up”, necesario para la estabilización numérica de los resultados del modelo.

El análisis de las simulaciones ha permitido identificar una serie de patrones comunes, exponiéndose en este capítulo aquellos resultados más relevantes, tanto de la advección

de flujos del oeste como del régimen de brisas. Para ello, se ha seleccionado un periodo de cada una de estas dinámicas que sirva como referencia. Se ha escogido el comprendido entre el 13 y el 17 de junio de 2007 para la advección de flujos del oeste, mientras que para la brisa pura ha sido seleccionado el periodo del 11 a 14 agosto de 2003. Del 6 a 9 de julio de 2001 ha sido escogido como representativo de la brisa no pura. No obstante, y con el objetivo de completar la información relativa a cada escenario, conforme se presentan los resultados obtenidos, también se comentan una serie de aspectos relevantes observados durante otros periodos simulados bajo el mismo escenario meteorológico.

El análisis de cada periodo se inicia con la descripción de las condiciones sinópticas mediante el empleo de mapas meteorológicos de superficie y del cálculo de retrotrayectorias. Posteriormente se llevan a cabo los correspondientes ejercicios de validación de la información meteorológica pronosticada por el modelo a partir de su comparativa con las observaciones. Para ello se han empleado las siguientes variables meteorológicas: dirección y velocidad del viento, temperatura potencial y humedad específica, en cada una de las cinco estaciones de medida de referencia.

Esta comparativa se realiza mediante la representación gráfica de observaciones y simulaciones, así como calculando una serie de parámetros estadísticos de referencia (Emery et al., 2001), y previamente definidos en el capítulo anterior. Éstos son el error cuadrático medio (RMSE) y el sesgo o BIAS, incluyéndose también el cálculo del error total (E) representativo de la diferencia absoluta media entre una pareja formada por una observación y su correspondiente pronóstico. Así mismo, y para determinar el grado de aproximación de la dirección del viento simulada, se ha calculado la mínima distancia angular entre la observada y la simulada.

A continuación, se realiza un análisis de la variabilidad temporal y espacial que muestran los campos de humedad específica y viento a nivel superficial sobre Andalucía occidental. El análisis del comportamiento vertical de la atmósfera se lleva a cabo a partir del estudio de los campos de viento en diferentes niveles verticales, así como mediante el cálculo de la sección vertical del régimen de vientos y de humedad específica a lo largo del valle del Guadalquivir. Esta sección se calcula entre los puntos (36.88 N, 6.94 W) y (38.12 N, 3.66 W), con una distancia aproximada de 320 km (figura 6.1b).

Este análisis vertical permitirá conocer el comportamiento de los flujos en niveles elevados e identificar la existencia de flujos acoplados/desacoplados entre diferentes niveles verticales. El análisis de la sección vertical de humedad permitirá conocer con

un mayor grado de detalle el posible desplazamiento de masas de aire marítimas a lo largo del valle.

Por último, el análisis de cada escenario se completa con el estudio de las características que presente la Capa Límite Atmosférica (ABL), para lo cual se analizarán los mapas de la distribución horizontal de la altura de la capa de mezcla sobre Andalucía occidental y los perfiles verticales de temperatura potencial y humedad específica en cada uno de los emplazamientos de referencia con el objetivo de conocer las características que presenta la ABL bajo diferentes situaciones atmosféricas (Wisse et al., 2004; Lemonsu et al., 2006).

6.3. Resultados.

6.3.1. Modelización de las condiciones meteorológicas en Andalucía occidental bajo la advección de flujos del oeste.

Como se muestra en el capítulo 4, la advección de flujos del oeste sobre Andalucía occidental esta asociada principalmente a la llegada de tres tipos de masas de aire: norteamericanas, atlánticas rápidas y lentas. En ese capítulo se obtuvo que estas circulaciones presentan una elevada incidencia sobre esta región durante todo el año, con una frecuencia anual superior al 10 % durante el periodo 1997-2007, incrementándose conforme aumenta la altura.

De los cuatro periodos simulados bajo advección de flujos del oeste sobre el suroeste de la Península Ibérica, se han tomado como referencia los resultados obtenidos para el periodo comprendido entre el 13 y el 17 de junio de 2007. No obstante, al tratarse de un periodo cálido, también se comentan aspectos relevantes que han sido observados durante el desarrollo de este mismo escenario en el periodo frío del año, con el objetivo de proporcionar la visión más completa posible de las condiciones meteorológicas que se desarrollan sobre Andalucía occidental bajo la advección de flujos del oeste.

Configuración sinóptica.

La situación sinóptica durante este periodo está marcada por la combinación que se establece entre el anticiclón de las Azores, desplazado hacia latitudes bajas y un centro ciclónico, situado al norte del anticiclón, que experimenta un continuo desplazamiento

sobre el entorno de la Península Ibérica (figura 6.2). Este periodo está caracterizado por una configuración sinóptica variable, en función de la posición que adopte la borrasca, aunque siempre favorable a la advección de flujos del oeste sobre la región, tal y como pone de manifiesto el conjunto de retrotrayectorias calculadas para 500, 1500 y 3000 m (figura 6.3). Cada una de estas trayectorias representa el recorrido promedio de las 24 retrotrayectorias horarias calculadas para cada una de las jornadas. Esta distribución del campo de presiones se corresponde con el conjunto de configuraciones sinópticas definidas en el capítulo 4 favorables a la llegada de este tipo de masas de aire sobre esta región.

Durante las dos primeras jornadas, 13 y 14 de junio, se produce un desacople entre los diferentes niveles atmosféricos respecto a la procedencia de masas de aire. Este hecho se debe al escaso desarrollo vertical del centro de bajas presiones localizado al noroeste de la Península Ibérica. Por este motivo, y mientras que en el nivel más superficial se registra la llegada de masas de aire procedentes de regiones Atlánticas del norte, en los niveles más elevados, debido al mayor desarrollo vertical del anticiclón de las Azores, predomina la incidencia de masas de aire del oeste.

Durante las siguientes jornadas, el desplazamiento hacia el este de la borrasca, hasta situarse al norte de la Península Ibérica, facilita una mayor influencia del flanco oriental del anticiclón de las Azores, permitiendo con ello la creación de un pasillo de vientos del oeste en todos los niveles (figura 6.3). Esta configuración se ve modificada en jornadas sucesivas por el movimiento hacia latitudes más bajas de esta borrasca hasta situarse al oeste de la Península Ibérica (figura 6.2), provocando que las masas de aire en niveles superficiales experimenten un desplazamiento más al suroeste, aunque manteniéndose el elevado grado de acoplamiento atmosférico en la llegada de masas de aire del oeste.

En la figura 6.2 se muestran las salidas del campo de presiones simulado por el modelo WRF-ARW para el dominio de mayor tamaño (D1). Se observa que el modelo reproduce la configuración sinóptica mostrada en los mapas de superficie, registrando la variabilidad temporal y espacial que experimentan el anticiclón y la borrasca sobre el entorno de la Península Ibérica. De esta manera el modelo representa un campo de presiones muy similar al observado durante este periodo, favorable a la advección de flujos del oeste. Esta similitud se manifiesta en la aproximación a los valores de presión que registran las isóbaras sobre la Península Ibérica, permitiendo disponer de una mayor resolución de la distribución espacial del campo de presiones.

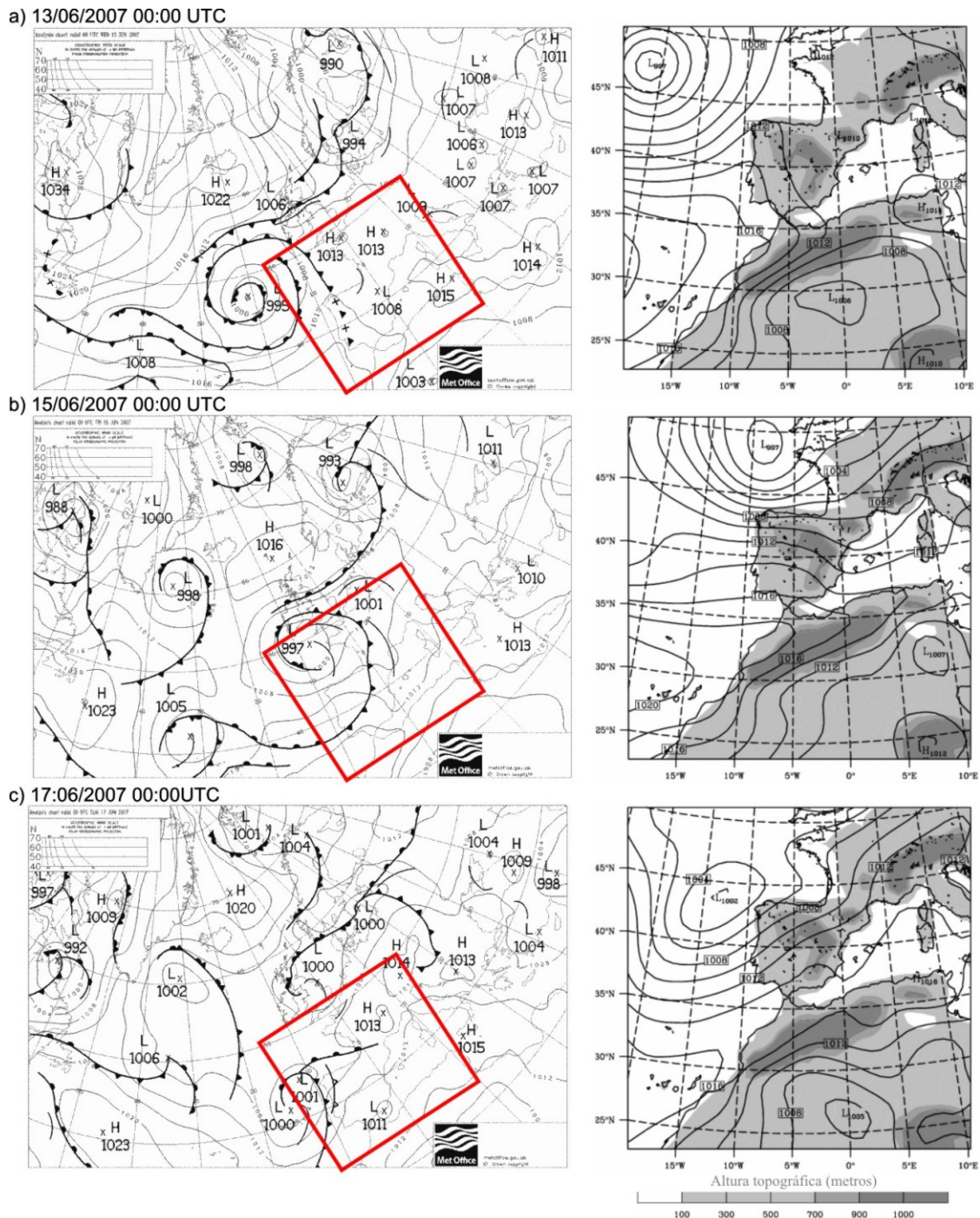


Figura 6.2. Mapas de presión en superficie observados (MettOffice) y simulados por el modelo para el dominio D1, a las 00:00 UTC del a) 13/06/2007, b) 15/06/2007 y c) 17/06/2007.

Esta similitud respecto al campo de presiones entre los resultados obtenidos por el modelo y las observaciones han sido también contrastada en el resto de simulaciones realizadas bajo este escenario meteorológico. Se ha simulado la influencia que ejerce una potente borrasca sobre el Atlántico durante el periodo invernal, favorable a la advección de masas de aire del oeste cuyos resultados indicarían la capacidad del modelo en la reproducción de las diferentes configuraciones sinópticas asociadas a la llegada de masas de aire del oeste sobre esta región.

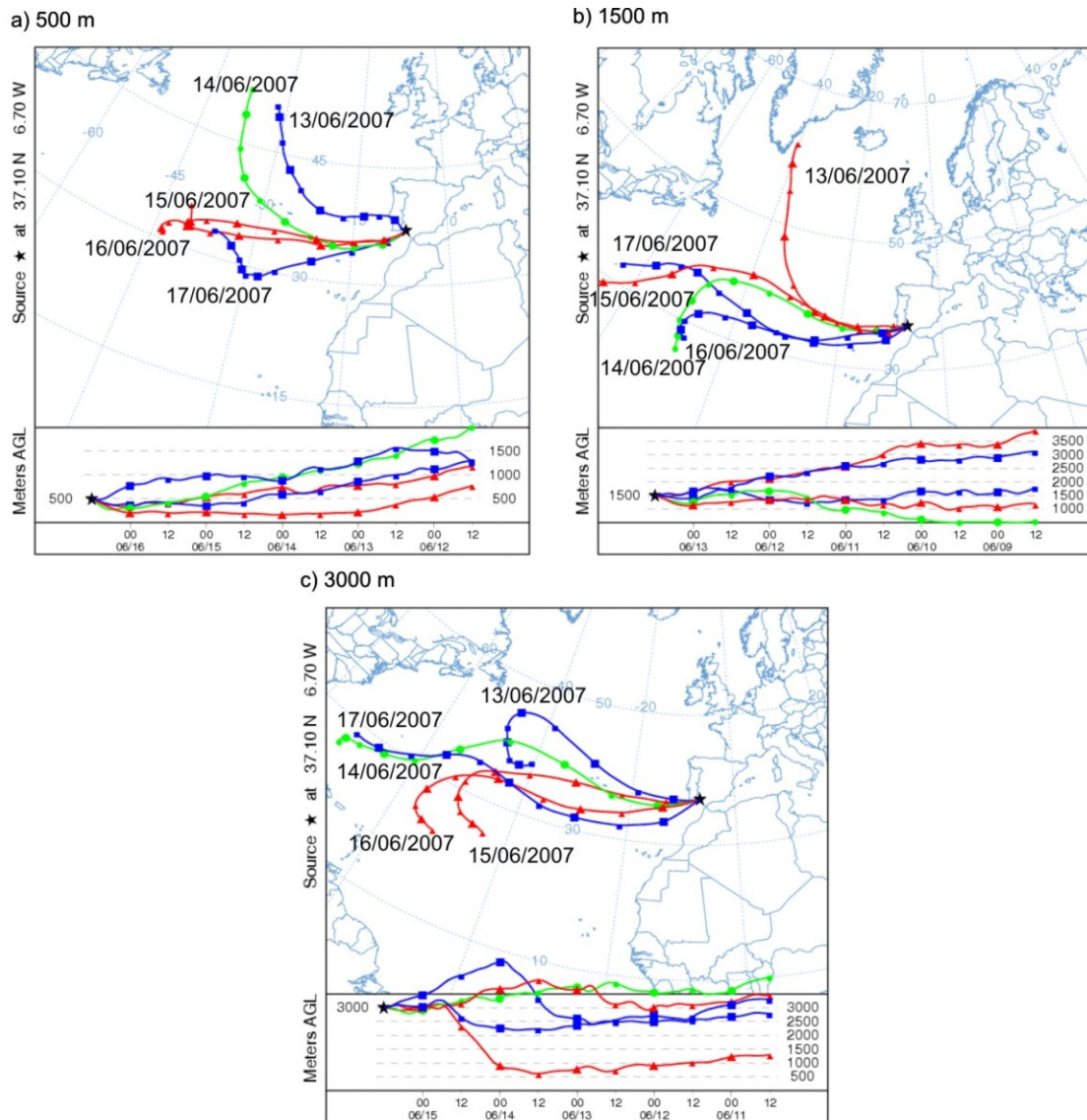


Figura 6.3. Centroide diario (promedio de 24 retrotrayectorias) del recorrido previo de las masas de aire (120 horas) durante cada una de las jornadas desde el 13 al 17 de junio de 2007 sobre la estación de El Arenosillo para a) 500 m, b) 1500 m y c) 3000 m.

Comparativa entre observaciones y resultados modelizados.

En esta sección se presenta la evolución observada y simulada por el modelo de dirección y velocidad del viento, temperatura potencial y humedad específica en cada una de los emplazamientos de referencia seleccionados a lo largo del valle del Guadalquivir bajo un escenario de suroeste. Cada una de las series meteorológicas simuladas ha sido extraída de la salida del modelo correspondiente al dominio más pequeño (D4), con una resolución de 3 km.

La evolución observada de la dirección del viento en cada uno de los emplazamientos de referencia muestra la existencia de un flujo constante del suroeste a lo largo del valle

del Guadalquivir (figura 6.4). Esta homogeneización en el régimen de vientos se deriva de la canalización que ejerce el valle del Guadalquivir sobre las masas de aire que inciden sobre la región costera, favoreciendo que todo el valle se encuentre sometido a una misma dinámica superficial.

La dirección del viento simulada en cada uno de los emplazamientos presenta una dinámica similar a las observaciones, con predominio general de vientos de componente suroeste (figura 6.4). Esta elevada similitud de las simulaciones se refleja en los valores obtenidos para los estadísticos BIAS y error total (E). Pese a su aproximación a las observaciones, éstos muestran la existencia de una ligera tendencia del modelo a sobrestimarla en el emplazamiento costero de El Arenosillo y a sobrestimarlas en el resto de estaciones, mostrando no obstante una elevada aproximación. En conjunto se ha obtenido un rango de mínima distancia angular entre las direcciones simuladas y observadas entre los 45° y -45° .

Respecto a la velocidad del viento los resultados simulados presentan un comportamiento diferente respecto a las observaciones a lo largo del valle, pudiéndose identificar dos patrones de comportamiento. En primer lugar, y desde la zona costera hasta la estación de La Luisiana, zona intermedia del valle, el modelo reproduce correctamente la variabilidad diaria de la velocidad del viento, pero registra valores superiores a las observaciones, especialmente significativos en el caso de los valores máximos diarios. Estas diferencias aumentan a medida que se avanza valle adentro, llegando a alcanzar en la estación de La Luisiana diferencias máximas de hasta 3.5 m/s. Por el contrario, en la segunda mitad del valle, comprendiendo las estaciones de Córdoba y Linares, las simulaciones presentan una mayor aproximación a las observaciones, tanto en su variabilidad diaria, como en la intensidad que registran. En este sentido, destacan los resultados obtenidos en la estación de Linares, con una elevada aproximación a las observaciones (figura 6.4).

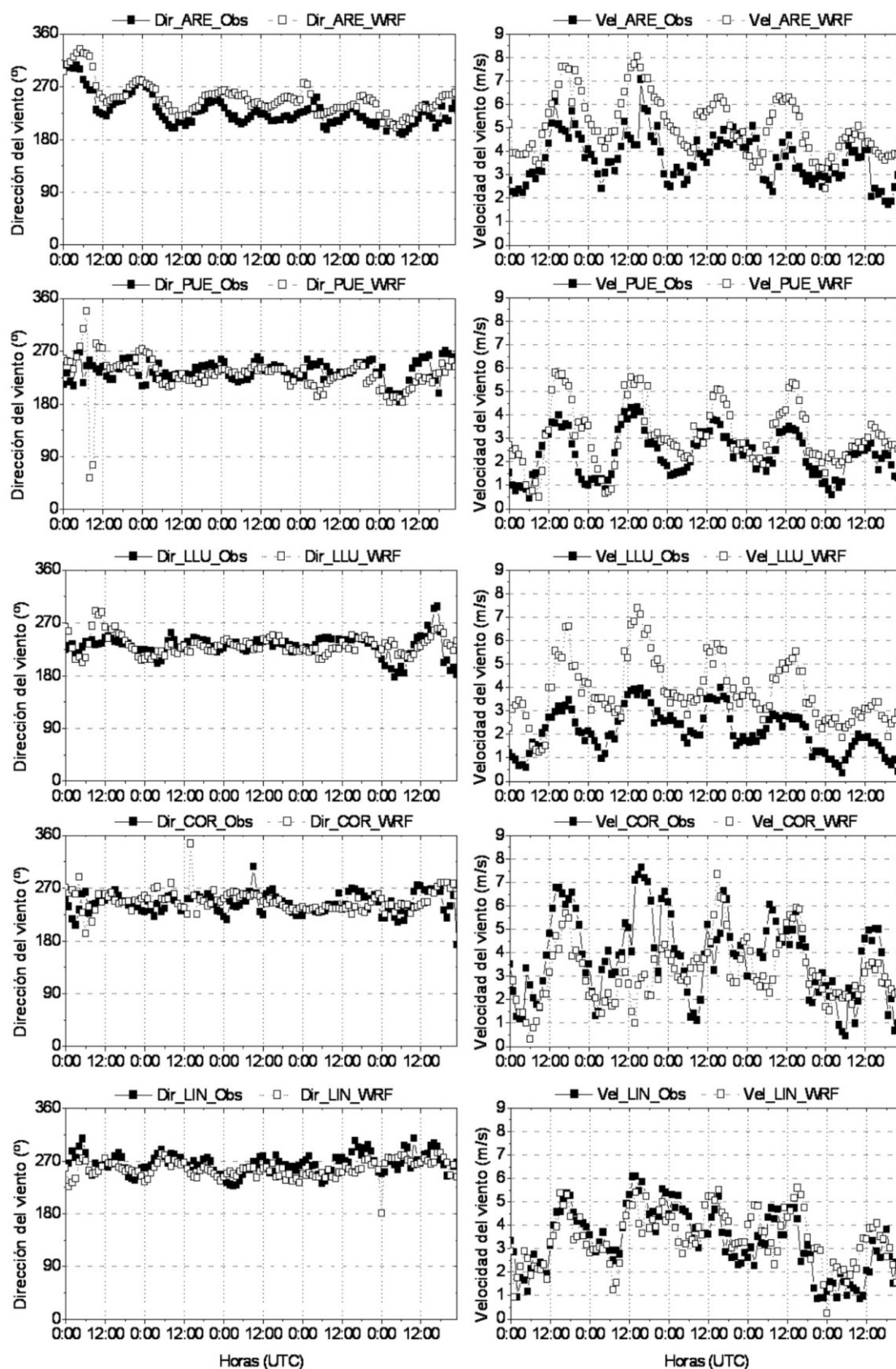


Figura 6.4. Evolución de la dirección y velocidad del viento observada (Obs) y simulada (WRF) para el dominio más pequeño, D4, en las estaciones de El Arenosillo (ARE), Puebla del Río (PUE), La Luisiana (LLU), Córdoba (COR) y Linares (LIN); durante el periodo del 13 al 17 de junio de 2007 correspondiente a la advección de flujos del oeste.

Este comportamiento del modelo a lo largo del valle ha predominado también durante otros periodos simulados, reafirmando la tendencia del modelo a registrar las mayores diferencias respecto a las observaciones en el tramo bajo del valle. Se ha observado que durante el periodo frío del año esta diferencia se reduce, pudiendo estar asociado a la mayor homogeneidad térmica de este periodo. Esta conducta podría asociarse a diferentes causas, entre las que se encuentran los diferentes tipos de suelos predominantes en el valle, a la orografía local, al índice de humedad, etc. En el caso de las simulaciones realizadas durante el periodo frío del año, el empleo de un coeficiente de disponibilidad de humedad (M) (Capítulo 5) de 0.1 (suelos muy secos) en los suelos más predominantes del área costera no sería acorde con el predominio de zonas húmedas en esta primera mitad del valle, pudiendo afectar a la simulación de la intensidad del viento.

El cálculo de los estadísticos para la velocidad del viento muestra también su diferente comportamiento a lo largo del valle, pudiendo estar asociado, al conjunto de factores comentados anteriormente. En su primera mitad el modelo tiende a sobrestimar las observaciones, obteniendo valores de E y RMSE en el rango conjunto de 1.83 m s^{-1} y 0.83 m s^{-1} , mientras que en las regiones interiores, las simulaciones tienden a una ligera subestimación, manteniéndose los errores cometidos en un rango similar al de la primera mitad.

En la figura 6.5 se presenta la evolución de la temperatura potencial y humedad específica observada y simulada en las estaciones de El Arenosillo y Córdoba, representativas del tramo inicial e intermedio del valle durante la advección de flujos del oeste. En la zona costera el modelo representa correctamente la evolución diaria de la temperatura potencial, registrando valores térmicos inferiores a los observados. Este comportamiento, se acentúa en los valores máximos diarios, en los que se llegan a registrar diferencias dentro del rango de 2-5 K.

En Córdoba, el modelo presenta una evolución térmica más realista con resultados más aproximados a la variabilidad e intensidad diaria de esta magnitud, sin registrarse diferencias superiores a los 2 K durante todo el periodo. Estadísticamente este comportamiento repercute en que los mayores errores se registren en el entorno costero, alcanzando valores de E de 1.8 K y de RMSE de 2.1 K, por los 1.4 K y 1.8 K obtenidos en la estación de Córdoba.

A partir de otras simulaciones realizadas se ha observado que en el emplazamiento costero el modelo representa de manera adecuada la evolución e intensidad de la temperatura potencial cuando ésta presenta una evolución más homogénea, sin grandes

variaciones. De esta manera podría sugerirse que el modelo en el entorno costero, presenta mayores dificultades en la simulación de la temperatura potencial cuando ésta posee un marcado ciclo diario. Por otra parte, en Córdoba los resultados muestran que el modelo presenta una adecuada variación de esta variable meteorológica cualquiera que sea su evolución.

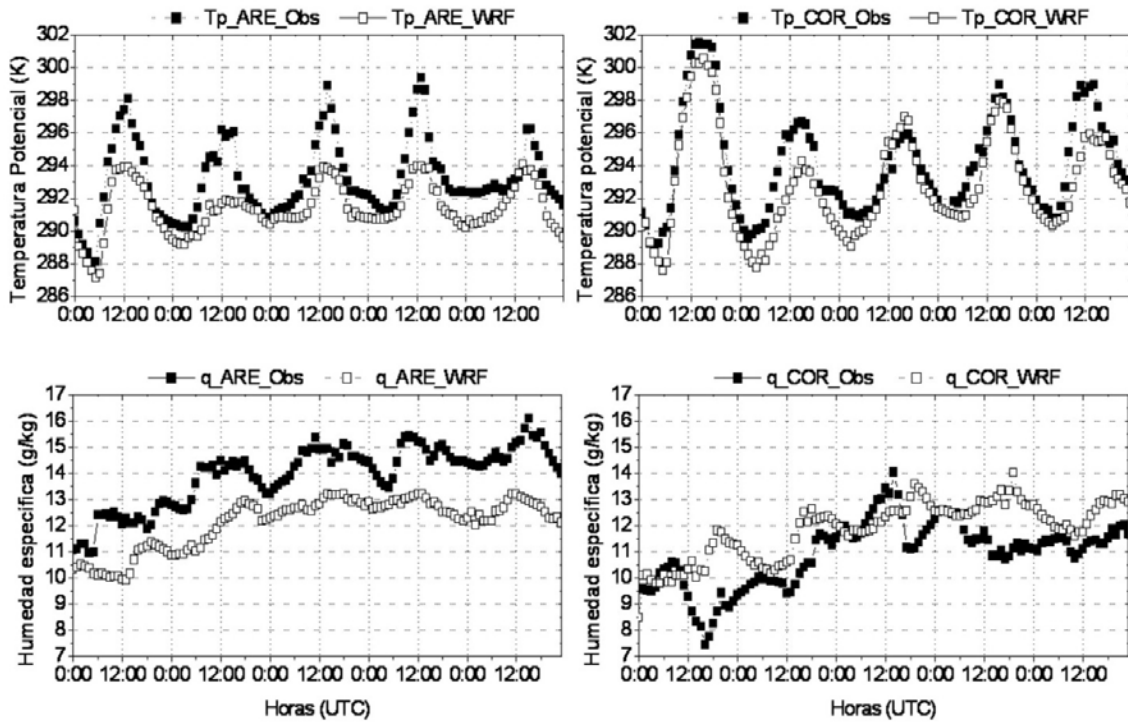


Figura 6.5. Evolución de la temperatura potencial y humedad específica observada (Obs) y simulada (WRF) para el dominio más pequeño, D4, en las estaciones de El Arenosillo (ARE) y Córdoba (COR) durante el periodo del 13 al 17 de junio de 2007 correspondiente a la advección de flujos del oeste.

Los resultados de humedad específica muestran que el modelo, en la zona costera, simula valores inferiores a las observaciones en un rango que oscila entre los 1-3 g kg^{-1} . En este caso representa la tendencia de las observaciones, aunque con una menor variabilidad temporal. Sin embargo, en Córdoba, los resultados simulados presentan una tendencia a registrar valores superiores a las observaciones y, en este caso no llegan a reproducir su variabilidad horaria.

Al igual que ocurre con la temperatura potencial, el modelo se aproxima más a la realidad de esta magnitud en ambos emplazamientos, en el caso de que el nivel de humedad experimente una evolución más constante en el tiempo

El cálculo de los parámetros estadísticos refleja la existencia de mayores diferencias respecto a las observaciones en el emplazamiento costero, mientras que en Córdoba,

donde el modelo tiende a sobrestimar (0.87 g kg^{-1}) las observaciones, los valores de E y RMSE se sitúan en 1.0 g kg^{-1} y 1.2 g kg^{-1} respectivamente.

A partir de este conjunto de resultados puede observarse la validez del modelo WRF-ARW en la reproducción de los flujos del oeste a lo largo del valle del Guadalquivir. Respecto a la simulación de la velocidad del viento, temperatura potencial y humedad específica, el modelo presenta las mayores diferencias respecto a las observaciones en la primera mitad del valle, donde tiende a sobrestimar la velocidad y a subestimar la evolución térmica y de humedad. En la temperatura potencial, los resultados del modelo son más representativos en el caso de que ésta presente una evolución constante. Por otra parte, en la segunda mitad del valle, el modelo registra una mayor similitud con las observaciones meteorológicas, independientemente de la evolución que éstas experimenten.

Por último, con el objetivo de validar los resultados simulados por el modelo sobre el comportamiento vertical de la atmósfera bajo la advección de flujos del oeste, en la figura 6.6 se muestra los perfiles verticales de temperatura potencial y humedad específica observados y simulados en Gibraltar (36.15N ; 5.35W , 4 m.s.n.m) durante el 15 de junio a las 00:00 y 12:00 UTC, representativo del periodo nocturno y diurno. Los perfiles simulados han sido extraídos de los resultados del dominio más pequeño D4 (3 km), mientras que los observados han sido obtenidos de la base de datos de sondeos, de libre acceso, disponible en la Universidad de Wyoming (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>).

Durante el periodo nocturno (figura 6.6a) los resultados del modelo registran de forma adecuada el desarrollo de condiciones de estabilidad vertical derivada del progresivo incremento de la temperatura potencial, aunque simulando unos estratos superficiales más cálidos y secos que las observaciones. Durante el periodo diurno (figura 6.6b), el modelo presenta una mayor aproximación a las observaciones, mostrando de manera más realista su variación vertical, especialmente durante los primeros centenares de metros. De esta manera puede comprobarse que el modelo presenta una similar representación de ambos perfiles verticales en este punto tanto durante el periodo nocturno como diurno. Este nivel de similitud respecto a las observaciones ha sido obtenido igualmente para el resto de periodos simulados bajo advección de flujos del oeste en este mismo emplazamiento.

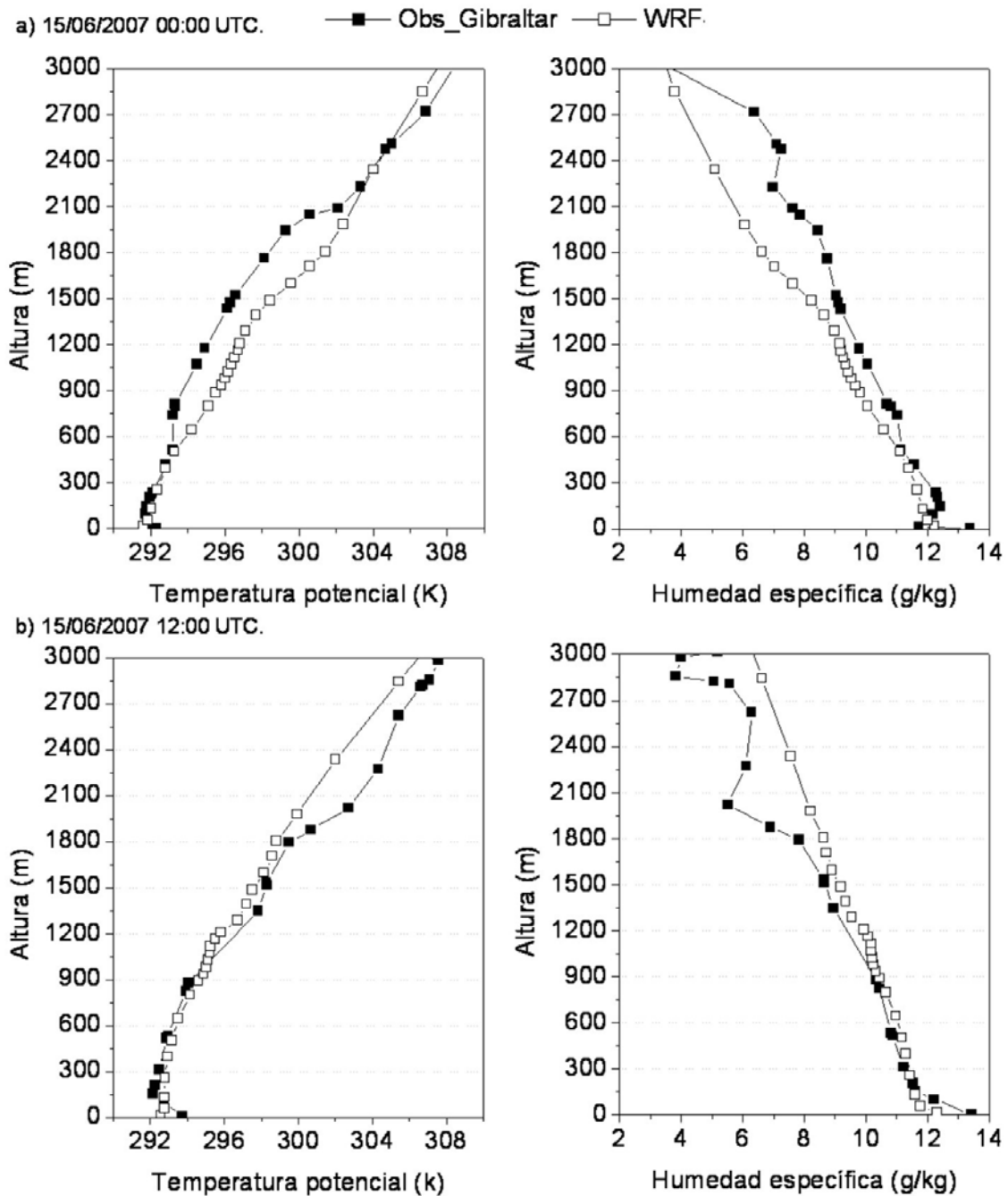


Figura 6.6. Perfiles verticales de temperatura potencial y humedad específica observados (Obs) y simulados (WRF) para el dominio más pequeño en la estación de Gibraltar (GIB), durante la jornada del 15/06/2007 a las a) 00:00 UTC y b) 12:00 UTC representativa de la advección de flujos del oeste.

Campos de viento y de humedad específica.

Con el fin de conocer las características que presentan los campos de viento y de humedad específica sobre Andalucía occidental bajo un escenario sinóptico del oeste, se muestran en la figura 6.7 los mapas de ambas variables meteorológicas obtenidos por el

modelo WRF-ARW, empleando los resultados obtenidos para el dominio de 3 km de resolución, durante la jornada del 15 de junio de 2007 desde las 00:00 hasta las 21:00 UTC con una frecuencia de 3 horas.

Durante el periodo nocturno toda la región presenta un marcado predominio de flujos del oeste/suroeste, siendo el valle del Guadalquivir el que registra una menor intensidad de los mismos, frente a la mayor intensidad registrada sobre el océano Atlántico o el mar Mediterráneo. Esta homogeneidad de vientos se intensifica en el interior del valle, contrastando con la mayor variabilidad observada en las regiones limítrofes, permitiendo reforzar la importancia que posee el valle del Guadalquivir como eje transversal del campo de vientos del territorio andaluz. En el interior del valle, los niveles de humedad son superiores a los observados en las zonas colindantes, como Sierra Morena o el sistema Bético, permitiendo delimitar claramente los límites geográficos del mismo. Este comportamiento se ha observado de manera general en el resto de periodos simulados bajo este escenario meteorológico.

Conforme avanza la mañana se mantiene la entrada de vientos marítimos del oeste sobre la región, aumentando la intensidad de los vientos del suroeste en el interior del valle. Esta persistencia en los flujos del oeste favorece la llegada de masas de aire húmedas sobre las regiones costeras que posteriormente son transportadas valle arriba. Así mismo, también se observa el progresivo aumento de los niveles de humedad de las regiones colindantes al valle.

Cabe destacar que durante el periodo central del día, la identificación en algunas de las simulaciones realizadas del desarrollo de procesos de canalización de flujos procedentes de la región mediterránea hacia el valle del Guadalquivir a través de valles perpendiculares a éste. Como ejemplo de esta conexión se ha observado en la zona norte de la provincia de Málaga la existencia de un canal natural de comunicación entre ambas regiones. Este tránsito de masas de aire se produce cuando los vientos de poniente en la región mediterránea no son excesivamente intensos ya que, de lo contrario, como ocurre en este periodo, se impide su establecimiento.

Durante la tarde y al persistir la entrada de vientos marítimos, su posterior canalización hacia zonas del interior favorece que los niveles de humedad en el valle y en sus regiones colindantes tiendan a homogeneizarse. Esta continua entrada permite que el valle registre, principalmente en su primera mitad, la presencia de masas de aire más húmedas que en el resto de áreas. Una vez alcanzada esta situación meteorológica, durante las últimas horas del día se observa un progresivo descenso de la intensidad de

los flujos del suroeste a lo largo del valle, así como del índice de humedad, registrándose, esta disminución en los sistemas montañosos que lo delimitan.

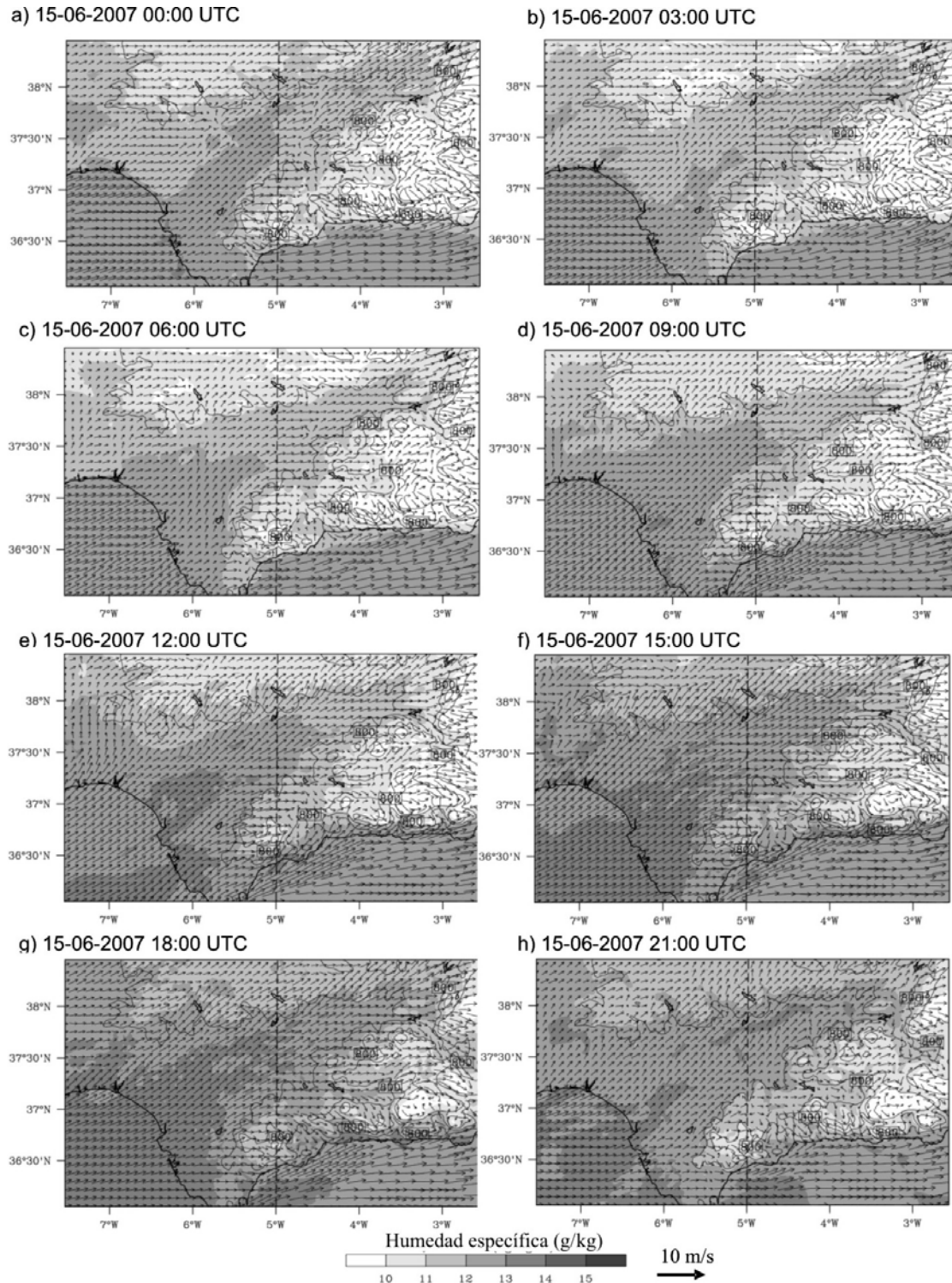


Figura 6.7. Campo de viento y de humedad específica en superficie simulados para el dominio más pequeño, D4, durante la jornada del 15/06/2007 a las a) 00:00 UTC, b) 03:00 UTC, c) 06:00 UTC, d) 09:00 UTC, e) 12:00 UTC, f) 15:00 UTC, g) 18:00 UTC y h) 21:00 UTC representativos de la advección de flujos del oeste.

Durante este periodo nocturno se ha observado que el nivel de humedad en el valle se mantiene prácticamente invariable, debido al predominio constante de flujos del suroeste, impidiendo el desarrollo de flujos de salida desde el interior del valle hacia la costa que pudieran favorecer este descenso. De esta manera, la presencia constante de vientos débiles del suroeste durante el periodo nocturno, refuerzan el confinamiento de las masas de aire húmedas desplazadas a lo largo del día desde zonas costeras hacia el interior del valle.

Estos resultados permiten determinar que la advección de masas de aire del oeste que sobre el entorno costero de Andalucía occidental repercute en que la totalidad del valle, se encuentre sometido a un régimen de flujos del suroeste, produciéndose durante toda la jornada el transporte de masas de aire marítimas hacia el interior de la región, siendo durante el día cuando los vientos registran una mayor intensidad frente a la mayor calma observada durante la noche. Esta entrada de flujos del oeste permite que el nivel de humedad en el valle se incremente progresivamente y se mantenga en valores elevados durante el periodo nocturno ante el nulo desarrollo de vientos de drenaje.

La simulación de este escenario meteorológico durante el periodo frío del año ha revelado el desarrollo de un patrón similar de comportamiento del régimen de vientos en el interior del valle. En este periodo frío también se observa el transporte de masas de aire húmedas hacia el interior del valle, aunque registrando niveles de humedad inferiores a los simulados durante el periodo cálido, tanto para el periodo nocturno, como diurno.

Estructura vertical de la atmósfera.

El estudio vertical que presenta este escenario meteorológico se realiza a partir de los mapas del campo de viento en las tres alturas tomadas como referencia en el análisis de retrotrayectorias (500 m, 1500 m y 3000 m), y mediante el análisis de la sección vertical del viento y de humedad específica a lo largo del valle.

La figura 6.8 muestra el campo de viento simulado bajo la advección de flujos del oeste sobre esta región en cada uno de los niveles verticales a las 6:00 UTC y 18:00 UTC del 15/06/2007, al ser instantes representativos tanto de la dinámica superficial observada durante la noche, como de la mayor intensidad de flujos del suroeste a lo largo del valle registrada durante la tarde. El análisis del campo de viento a 500 m (figura 6.8a) permite observar la existencia de un flujo intenso del suroeste sobre la región. También muestra la existencia de un claro confinamiento de éste a lo largo del valle del Guadalquivir,

gracias a la canalización que ejerce, siendo posible identificar la influencia del estrecho de Gibraltar sobre los flujos, acelerándolos a su paso por él.

Durante la jornada no se observan cambios significativos en el régimen de viento en este nivel, manteniéndose en el rango oeste-suroeste, aunque sí que se aprecia una mayor intensidad de los flujos durante las horas centrales del día. Este predominio en la entrada de vientos del oeste/suroeste en 500 m ha sido observado en otros periodos simulados bajo este escenario meteorológico, aunque estando condicionado su intensidad y constancia al desarrollo de similares condiciones sinópticas.

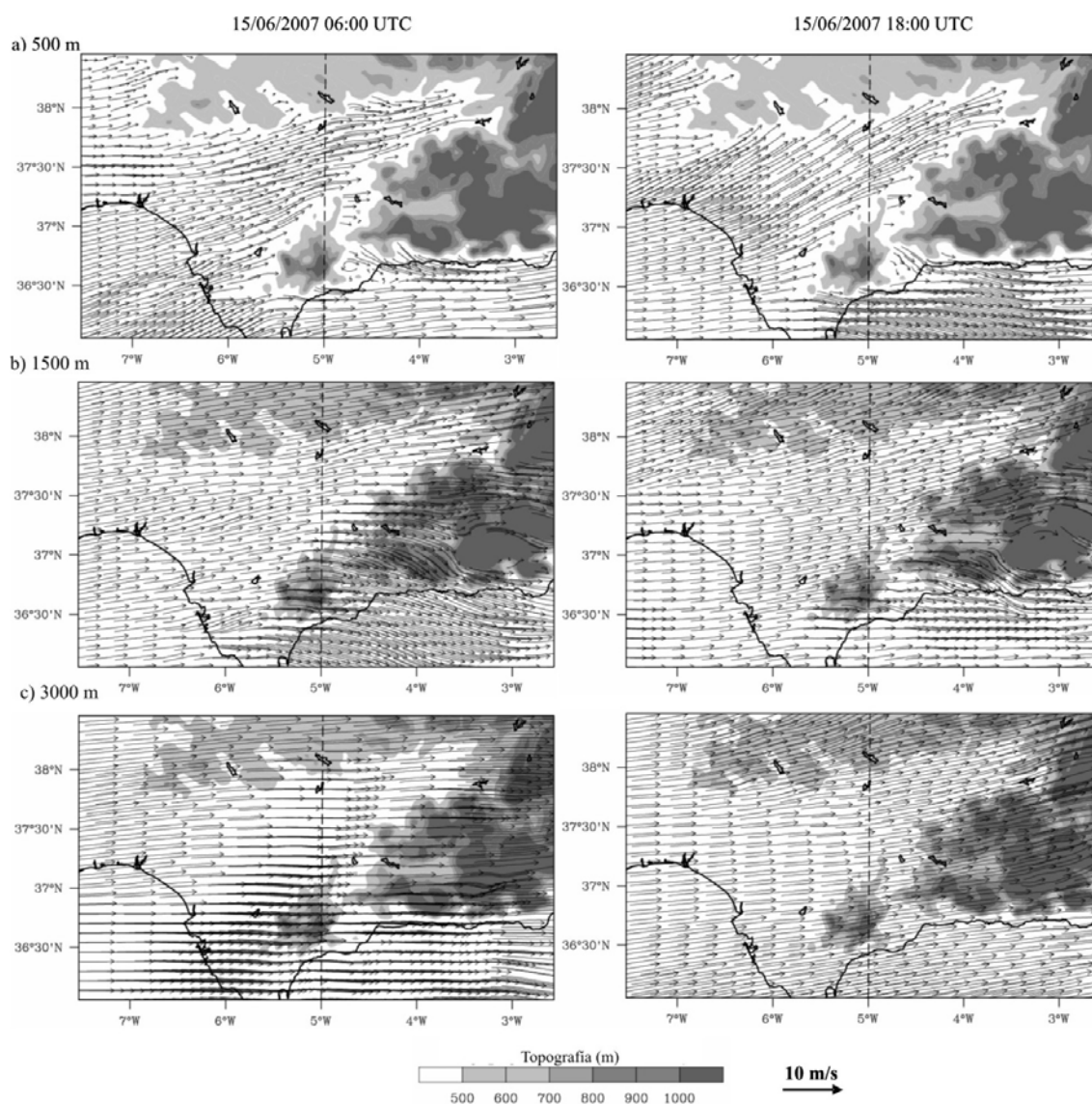


Figura 6.8. Campo de viento simulado para el dominio más pequeño, D4, durante la jornada del 15/06/2007 a las 02:00 UTC y 18:00 UTC para a) 500 m, b) 1500 m y c) 3000 m, representativo de la advección de flujos del oeste.

Esta homogeneidad en la entrada de vientos del oeste/suroeste se mantiene en los niveles superiores, viéndose ampliada esta dinámica a todo el territorio por la menor

influencia que ejerce la orografía. Esta escasa limitación se manifiesta especialmente en la zona de Sierra Morena, al no presentar alturas demasiado elevadas, mientras que, la presencia de la cordillera Bética afecta con mayor notoriedad a la dirección de los flujos, tal y como se observa en el mapa de 1500 m (figura 6.7b). Se observa un régimen de vientos del oeste/suroeste en Sierra Morena y un flujo más variable en la Bética con sentido preferente hacia la región mediterránea.

El análisis del campo de viento en el nivel de 3000 m como era esperable presenta una elevada homogeneidad sobre la región, no observándose grandes variaciones temporales y predominando los flujos intensos del oeste. De este conjunto de resultados se puede concluir la existencia de un elevado grado de acoplamiento entre los diferentes niveles verticales de la baja troposfera en la advección de masas de aire del suroeste durante este periodo. Estos resultados son coherentes con los obtenidos en el análisis de masas de aire realizado en el capítulo 4 en el que se mostraba la existencia de un elevado grado de homogeneidad entre niveles, bajo la advección de flujos del oeste.

Sin embargo, este elevado grado de acoplamiento entre todos los niveles, no es común al resto de periodos simulados bajo este tipo de escenario meteorológico. Así, en otras simulaciones realizadas se ha observado que, mientras en los niveles inferiores predomina la entrada de viento del oeste/suroeste, en niveles más elevados predominan los flujos del noroeste. No puede hablarse de que la entrada de viento del suroeste en los niveles superficiales está asociada a vientos del suroeste en niveles más elevados. Este hecho podría deberse a la amplia gama de configuraciones sinópticas, identificadas en el capítulo 4, favorables a la advección de este tipo de flujos sobre el suroeste de la Península Ibérica ya que, para que exista un elevado grado de homogeneidad, los centros béricos deben presentar un elevado desarrollo vertical.

Para profundizar en la estructura vertical de la atmósfera bajo la advección de flujos del oeste, en la figura 6.9 se muestra la sección transversal del campo de viento y de humedad a lo largo del valle del Guadalquivir. Como caso representativo de este escenario meteorológico se presentan los resultados modelizados durante el día 15 de junio de 2007, a las mismas horas que se emplearon en el análisis del campo de viento y humedad en el nivel superficial (figura 6.7).

Al inicio del periodo nocturno la superficie del valle presenta unos niveles de humedad similares a lo largo de su eje, pudiendo distinguirse una serie de estratos a partir del gradiente vertical de humedad. Los valores más elevados presentan un desarrollo vertical de 500 m para posteriormente decrecer progresivamente hasta los 2 km. Durante este periodo, en los niveles más superficiales predominan vientos ascendentes,

mientras que en niveles superiores a los 1000 m se registra la entrada de flujos intensos del oeste.

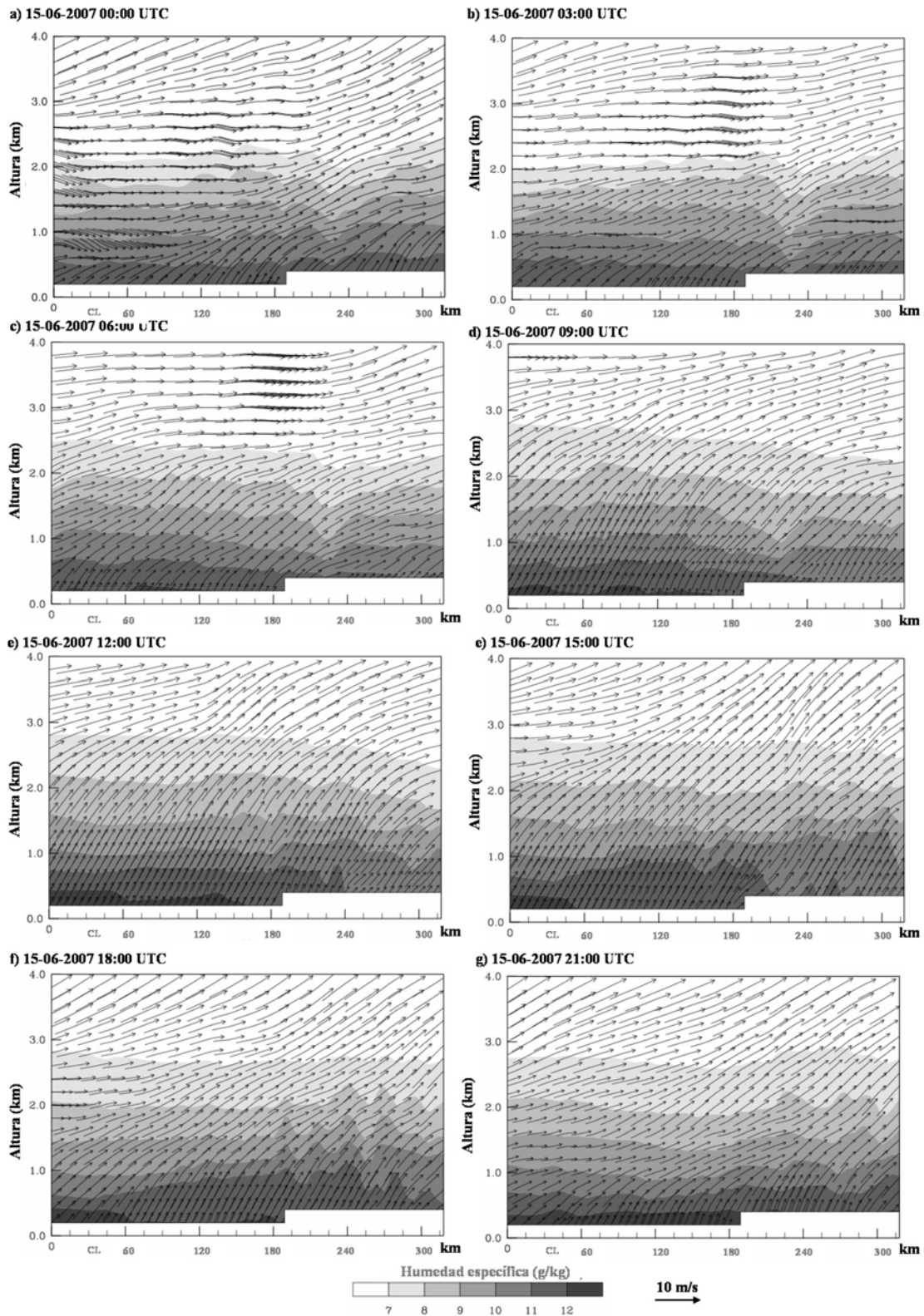


Figura 6.9. Sección transversal simulada para el dominio más pequeño, D4, del campo de viento y de humedad específica a lo largo del valle del Guadalquivir durante el 15/06/2007 a las a) 00:00 UTC, b) 03:00 UTC, c) 06:00 UTC, d) 09:00 UTC, e) 12:00 UTC, f) 15:00 UTC, g) 18:00 UTC y h) 21:00 UTC para la advección de flujos del oeste. Donde CL: Línea de costa.

No obstante, la presencia de estas masas de aire del oeste no es uniforme, tendiendo a debilitarse a lo largo de la noche ante el mayor desarrollo vertical que adquieren progresivamente los flujos ascendentes de las capas superficiales. Este desarrollo vertical provoca que aumente el espesor de los estratos húmedos en la atmósfera, alcanzando alturas de hasta 3 km, contrastando con el progresivo descenso del índice de humedad en los estratos más superficiales a lo largo del valle. Este descenso es más acusado en el interior del mismo, mientras que, en las zonas más próximas a la costa, el nivel de humedad y su desarrollo vertical se mantiene prácticamente constante durante la noche.

A lo largo de la jornada se observa el total predominio de vientos ascendentes a lo largo del valle del Guadalquivir, manteniendo constante el espesor de la capa húmeda sobre el valle. Conforme avanza la jornada se observa la progresiva entrada de masas de aire marítimas en los niveles más superficiales. Estas masas de aire húmedas se unen a las ya existentes en el interior del valle, reflejándose esta unión en un mayor espesor del estrato húmedo superficial, que alcanza alturas cercanas a 1 km.

Esta entrada continuada de flujos marítimos y su canalización a lo largo del valle permiten que éstos vuelvan a presentar un estrato húmedo y homogéneo en niveles superficiales, similar al observado al inicio de la jornada. El interior del valle, bajo este escenario meteorológico, experimenta un ciclo diario de humedad propiciado por la persistente canalización de los flujos marítimos costeros hacia su interior durante el día y el desarrollo de procesos de pérdida durante la noche.

Se puede concluir que la advección de flujos del oeste sobre el entorno costero de Andalucía occidental favorece que el valle del Guadalquivir se encuentre sometido a predominio de vientos ascendentes a lo largo de la jornada haciendo posible que los estratos más húmedos posean un espesor uniforme cercano a los 3 km. La constancia de esta dinámica en superficie, unido a la canalización que ejerce el valle sobre las masas de aire del oeste, permite que se establezca un estrato húmedo superficial durante el día con desarrollo vertical entre los 500 m y 1 km, así como un ciclo diario de humedad en el que durante la noche se produce una pérdida progresiva en las zonas del interior, recuperando los niveles elevados durante el día ante el desplazamiento de masas de aire húmedas valle arriba.

Este comportamiento del viento en la vertical del valle se ha observado en periodos simulados bajo la advección de flujos del oeste. También se ha detectado que en el caso de que existiera un desacople entre niveles y la entrada de viento del suroeste no fuera constante en la vertical, los vientos principalmente son de subsidencia en el caso de que

éstos procedan del noroeste. Así mismo, los registros de humedad varían de un periodo cálido a otro frío, no sobrepasando durante el frío valores de $10\text{-}11\text{ g kg}^{-1}$, aunque sin experimentar un ciclo diario a lo largo del valle y con un menor desarrollo vertical.

Características de la ABL.

Dada la importancia que tiene la estructura de la Capa Límite Atmosférica (ABL) en los numerosos procesos físico-químicos que se desarrollan en las capas más bajas de la atmósfera, esta sección está dedicada a mostrar las características que presenta la ABL sobre la zona de estudio, bajo la advección de flujos del oeste, prestando especial atención a la variabilidad espacial que presenta su altura. Para ello se muestran, a partir de los resultados obtenidos para el dominio D4, la distribución espacial de la altura de la capa de mezcla simulada por el modelo sobre toda la región durante el 15 de junio de 2007, desde las 9:00 hasta las 18:00 UTC en intervalos de tres horas, al ser el periodo en el que se detecta el desarrollo de la capa de mezcla. (figura 6.10). Así mismo, también se muestran los perfiles verticales de temperatura potencial y humedad específica simulados para cada una de las estaciones representativas (figura 6.11).

Durante el periodo nocturno, los resultados simulados por el modelo muestran el dominio de condiciones atmosféricas de estabilidad, derivado del incremento que experimenta la temperatura potencial con la altura. Esta estabilidad comienza a romperse a primera horas de la mañana, observándose progresivamente el desarrollo de capas de mezcla superiores a los 400 m a lo largo de la región de estudio. Sin embargo, en base a los resultados del modelo, el proceso de formación es más rápido en el interior del valle del Guadalquivir. Este establecimiento estaría asociado al mayor calentamiento que se registra en el interior del valle, favoreciendo la rápida rotura de la estratificación nocturna del valle en sus niveles más superficiales, frente a la mayor lentitud en el progresivo incremento térmico de la zona de desembocadura.

Durante las primeras horas de la mañana, 9:00 UTC, cabe destacar que los perfiles de temperatura potencial en las diferentes estaciones del valle muestran la existencia de una región inestable con desarrollo vertical entre los 400-600 m (figura 6.10). Por el contrario, la distribución espacial de la altura de la capa de mezcla simulada por el modelo no representa formación alguna. Esta capa podría estar asociada a la región húmeda presente a lo largo del valle del Guadalquivir (figura 6.9) durante este mismo periodo. El hecho de que la estación de Linares no presente este mismo comportamiento refuerza esta hipótesis, al ser el emplazamiento que no está sometido a la influencia de este estrato húmedo.

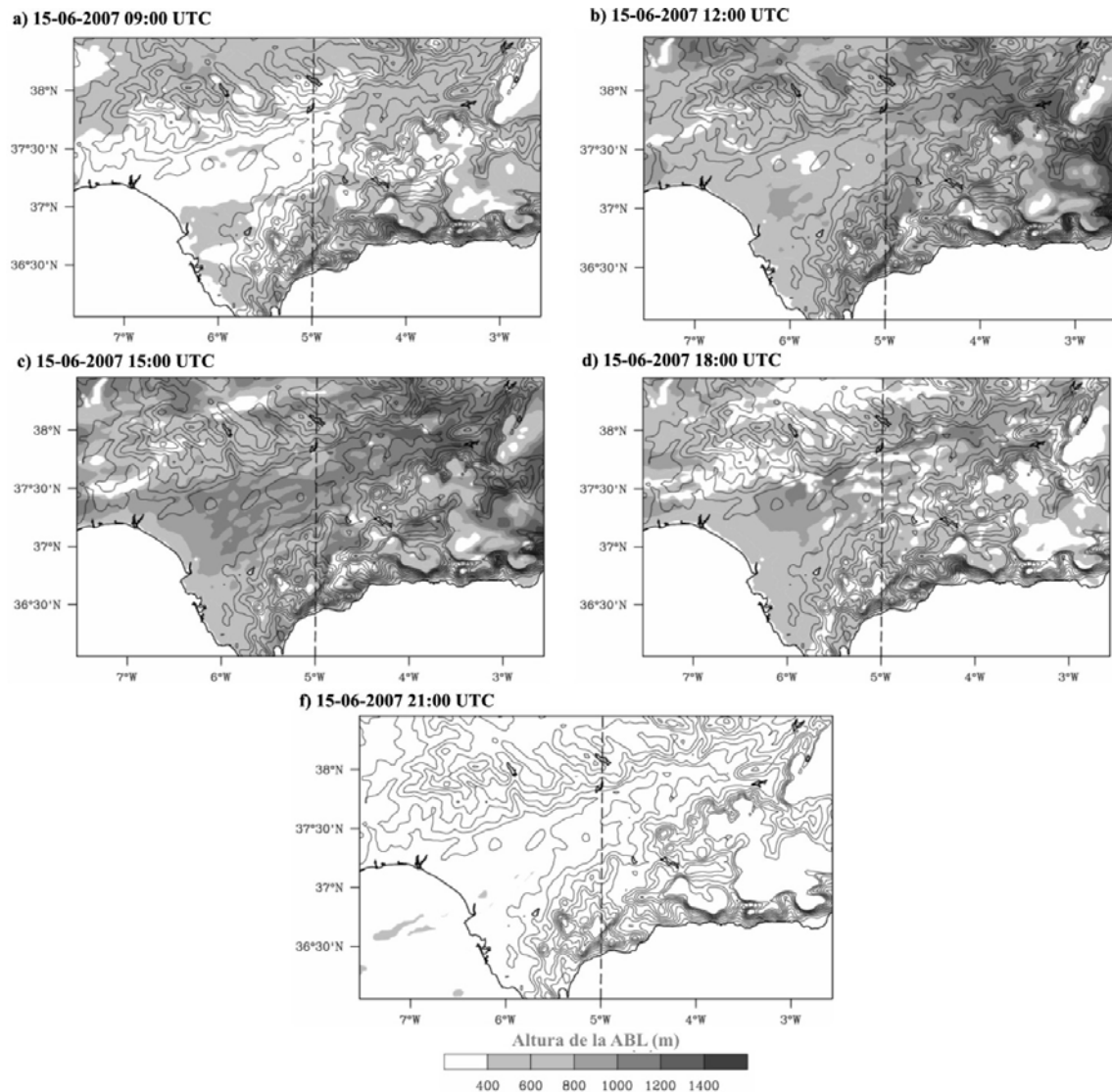


Figura 6.10. Distribución horizontal simulada para el dominio más pequeño, D4, de la altura de la capa de mezcla durante la jornada del 15/06/2007 a las a) 09:00 UTC, b) 12:00 UTC, c) 15:00 UTC, d) 18:00 UTC y e) 21:00 UTC bajo la advección de flujos del oeste.

A lo largo de la mañana el valle del Guadalquivir presenta una evolución similar de la altura de la capa de mezcla estableciéndose entre los 800-1000 m, mientras que los perfiles térmicos presentan una mayor homogeneidad entre las estaciones, y los de humedad específica registran mayores diferencias a lo largo del valle. Esta diferencia estaría motivada por la entrada y desplazamiento de masas de aire húmedas en el valle ya que, como se observa, en los perfiles obtenidos, inicialmente se registran valores similares entre las estaciones costeras (El Arenosillo y Puebla del Río), y entre las interiores (La Luisiana y Córdoba). A lo largo de la jornada se modifica este comportamiento observándose mayor similitud entre Puebla del Río y La Luisiana, y entre Córdoba y Linares, respectivamente.

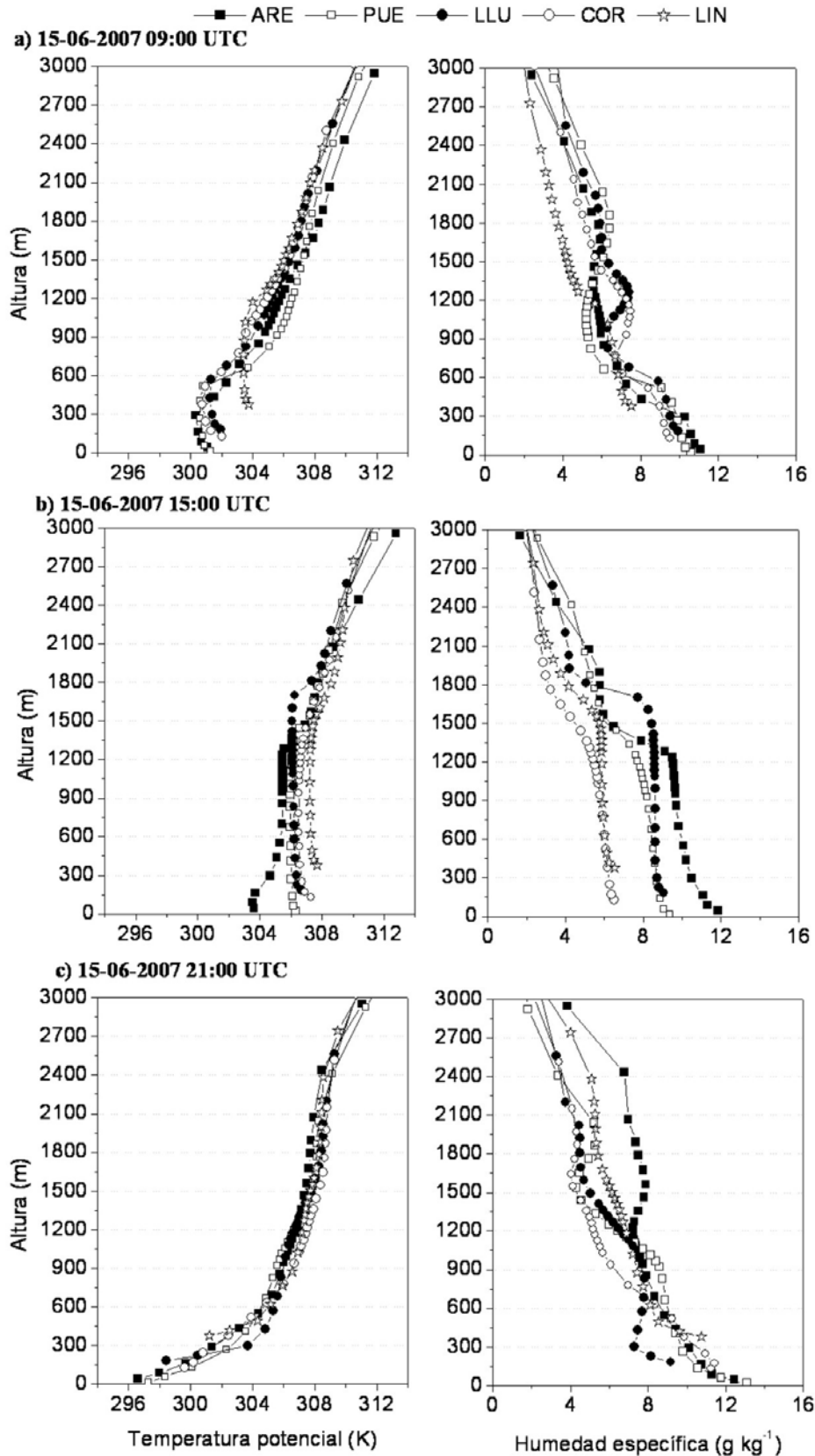


Figura 6.11. Perfiles verticales de temperatura potencial y humedad específica simulados para el dominio más pequeño, D4, en las estaciones de El Arenosillo (ARE), Puebla del Río (PUE), La Luisiana (LLU), Córdoba (COR) y Linares (LIN), durante la jornada del 15/06/2007 a las a) 09:00 UTC, b) 15:00 UTC y c) 21:00 UTC bajo un escenario de advección de flujos del oeste.

En la evolución diaria de la capa de mezcla, se ha observado en general un mayor desarrollo vertical en el interior del valle que en las zonas montañosas colindantes. Además, conforme avanza la jornada se registra mayor espesor de la capa de mezcla en las zonas más alejadas de la costa, estableciéndose un tope máximo vertical de la capa de mezcla en el valle del Guadalquivir entre los 1400-1700 m. Por el contrario, en el emplazamiento costero se obtiene el mínimo desarrollo vertical, observándose la formación de una región de inversión muy próxima a la superficie con espesor de 300 m, la cual puede ser representativa de la formación de la capa límite térmica interna (TIBL) asociada a la llegada de masas de aire húmedas sobre la zona (figura 6.10).

Una vez que la capa de mezcla alcanza su máximo desarrollo vertical se observa el progresivo descenso de su altura en toda la región, hasta predominar de nuevo las alturas por debajo de los 400 m a partir de las 19:00 UTC. Este descenso está asociado al inicio de las condiciones de estabilidad térmica en los niveles inferiores originada por el progresivo enfriamiento de la superficie. Al registrarse un mayor enfriamiento en las zonas del interior del valle, el desarrollo de estas condiciones de estabilidad presenta una mayor rapidez que en las zonas de desembocadura, al contrario de lo que se ha observado durante la mañana. Estas condiciones de estabilidad se mantienen durante el periodo nocturno.

Los resultados han mostrado que durante este escenario, representativo del periodo cálido, se observa el desarrollo de la capa de mezcla de la ABL entre, aproximadamente las 9:00 UTC y las 19 UTC, presentando una estructura térmica muy similar a lo largo del valle, con alturas máximas entorno a los 1600 m y existiendo mayores diferencias respecto a sus perfiles de humedad derivado del progresivo desplazamiento de masas de aire húmedas.

Sin embargo, las simulaciones realizadas durante el periodo frío del año han mostrado una reducción del periodo de formación de la capa de mezcla entre las 11:00 UTC y 16:00 UTC aproximadamente y, por lo general una menor altura de la capa de mezcla de la ABL, con valores en torno a los 1000 m. Esta menor altura estaría asociada a las condiciones más frías que se registran durante este periodo del año, derivando en una menor intensidad de los flujos térmicos superficiales, así como en la menor homogeneidad vertical que se ha observado en la entrada de vientos del suroeste.

6.3.2. Escenario de mesoscala: Desarrollo de brisa costera en el suroeste de Andalucía.

La caracterización del régimen de brisas se puede realizar, tanto a partir de las observaciones meteorológicas registradas en estaciones de monitoreo (Oliphant et al., 2001; Papanastasiou et al., 2009), como a partir del empleo de modelos meteorológicos (Levy et al., 2009). En el ámbito del suroeste de la Península Ibérica, en Adame et al. (2010), a partir de los registros horarios de dirección y velocidad del viento se han identificado dos patrones diferentes de brisa costera sobre la zona de la provincia de Huelva definidos como pura y no pura.

Sin embargo, el empleo de observaciones experimentales limita el conocimiento de aspectos relacionados con la estructura y dinámica del régimen de brisas, tales como las vías de penetración del frente, la compensación de flujo de retorno o la formación de la capa límite térmica interna (TIBL) (Garratt, 1990). Además de su influencia sobre la dinámica atmosférica, el interés de este tipo de circulación radica en su influencia sobre la dinámica de contaminantes, ya que su desarrollo limita la existencia de procesos de dispersión, favoreciendo la captura y confinamiento de sustancias contaminantes. Su desarrollo favorece los procesos fotoquímicos y produce altas concentraciones de especies secundarias, como por ejemplo, de ozono superficial (Gangoiti et al., 2002, Cousin et al., 2005).

Por este motivo, el objetivo de este punto se centra en analizar la estructura, comportamiento y evolución espacial de las dos circulaciones de brisa mar-tierra identificadas en el golfo de Cádiz, mediante la aplicación del modelo meteorológico de mesoescala WRF-ARW, el cual se ha demostrado útil en la aplicación de este tipo de procesos (Challa et al., 2009; Papanastasiou et al., 2010). Este estudio permitirá, además de completar la descripción de ambos patrones de brisa, poder analizar su desarrollo espacial a lo largo del valle del Guadalquivir y, poder definir la dinámica atmosférica que presenta el valle bajo este escenario.

Aunque el mecanismo de brisa se puede establecer en cualquier época del año por la alta insolación que presenta la región de estudio, la mayor intensidad de este fenómeno se establece entre abril y septiembre. A partir del análisis de los registros horarios de dirección y velocidad del viento en la estación de El Arenosillo se han seleccionado una serie de periodos en los que se han desarrollado brisas costeras durante una serie de jornadas consecutivas, habiéndose simulado un total de tres periodos de los dos patrones de brisa entre los meses de abril y septiembre.

Una vez analizados los resultados simulados en cada una de estos periodos, se han tomado como referencia el periodo del 11 al 14 agosto de 2003 para la brisa pura y del 6 al 9 de julio de 2001 para la brisa no pura. Seguidamente se presentan los resultados más relevantes que se han obtenido (Hernández-Ceballos et al., 2011e).

Configuración sinóptica.

El desarrollo de cada uno de estos tipos de brisa costera se encuentra asociado a diferentes configuraciones sinópticas sobre la Península Ibérica (Adame et al., 2010), ya que la brisa pura se desarrolla bajo la influencia anticiclónica y un escaso gradiente isobárico. Mientras que, la brisa no pura, la dinámica superficial esta marcada por la influencia de un gradiente isobárico favoreciendo la llegada de vientos sinópticos del noroeste sobre la costa.

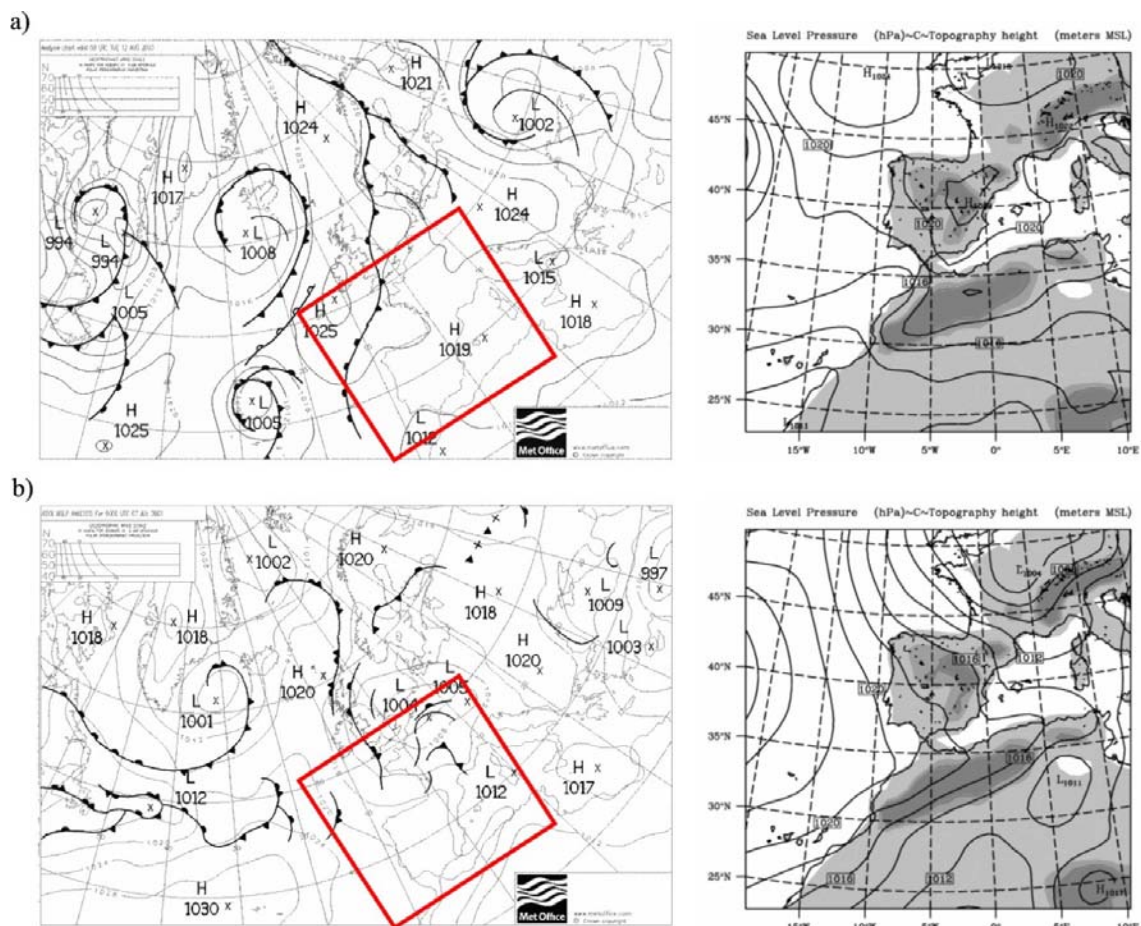


Figura 6.12. Configuración sinóptica observada y simulada por el modelo para las 00:00 UTC de las jornadas a) 12/08/2003 y b) 7/07/2001 representativas del desarrollo de brisa pura y no pura, respectivamente, sobre el suroeste de la Península Ibérica.

Para el análisis de este tipo de escenarios no se incluye el cálculo de retrotrayectorias. Como ya se comentó en el capítulo 4 la utilización en la entrada del modelo HYSPLIT de ficheros meteorológicos con una resolución espacial mayor que la de mesoescala no permite reproducir este tipo de circulaciones.

El análisis del campo de presiones en superficie se ha realizado a partir de los resultados obtenidos para el dominio de mayor tamaño (D1), empleándose de nuevo como referencia los mapas de presiones obtenidos del Servicio Meteorológico Británico. Ambos periodos se caracterizan por presentar una escasa variación temporal de las configuraciones sinópticas asociadas. La configuración isobárica que se observa durante el desarrollo de la brisa pura (figura 6.12a), está gobernada por el predominio en superficie de condiciones anticiclónicas, con escaso gradiente isobárico sobre la Península Ibérica, debido a la localización al norte de un centro de altas presiones que bloquean la llegada de perturbaciones.

Por otra parte, la situación sinóptica bajo la que se desarrolla la brisa no pura (figura 6.12b) está caracterizada por la canalización de flujos del noroeste sobre la Península Ibérica a partir de la influencia del flanco oriental del anticiclón de las Azores, en combinación con la presencia al norte de un centro ciclónico.

Los resultados obtenidos por el modelo muestran la similitud existente entre las observaciones y la simulacionesreproducción de ambas configuraciones sinópticas sobre la Península Ibérica. Esta similitud se refleja tanto en los valores como en la distribución del campo de presiones, permitiendo el empleo del modelo poder analizar su variación espacial y temporal con mayor grado de detalle. Esta similitud ha sido también observada en el resto de simulaciones realizadas en ambos escenarios meteorológicos, por lo que puede extraerse la capacidad del modelo en la reproducción de ambas situaciones sinópticas.

Comparativa entre observaciones y simulaciones.

En esta sección se presenta la evolución de la velocidad y dirección del viento, temperatura potencial y humedad específica a lo largo del valle del Guadalquivir, durante cada uno de los periodos de brisa simulados, utilizando para ello los resultados del modelo obtenidos para el dominio D4 y las observaciones registradas en cada uno de los emplazamientos de referencia. Con ello se quiere conocer el comportamiento que experimentan cada una de estas dinámicas a lo largo del valle del Guadalquivir, así como determinar la capacidad del modelo en la reproducción de las mismas.

La figura 6.13 presenta la evolución horaria de la dirección y velocidad del viento observada y modelizada en cada una de las estaciones durante el escenario de brisa pura. En la estación costera de El Arenosillo los resultados modelizados presentan una dinámica superficial similar a la mostrada por las observaciones, aunque registrando un giro progresivo de suroeste a nordeste a partir de las 12:00 UTC, frente a la tendencia observada de vientos del noroeste hasta las 00:00 UTC. Valle adentro, en la estación de Puebla del Río, el modelo reproduce correctamente la variación temporal que experimenta la dirección del viento de nordeste a noroeste, registrándose ligeras diferencias horarias en los periodos de transición de una componente a otra.

A partir de la región intermedia del valle los resultados simulados de dirección del viento presentan una mayor aproximación a la variabilidad marcada por las observaciones. En La Luisiana, las simulaciones registran los cambios observados de componente este a sur, manteniéndose las ligeras diferencias horarias relativas al periodo de transición, mientras que en Córdoba, el modelo refleja las variaciones que se producen durante el día, con flujos del nordeste a oeste, así como durante el final del periodo, los cambios observados son del oeste a nordeste. Este resultado es especialmente destacable, al tratarse de un emplazamiento localizado con una orografía compleja, situado en el interior de un pequeño valle dentro del propio valle del Guadalquivir.

Bajo este escenario de brisa pura y en la estación de Linares, el modelo presenta un régimen de vientos acorde con las observaciones, con predominio de vientos del este y ligeras entradas de flujos del oeste a lo largo del periodo. En esta estación destaca el comportamiento del modelo al final del periodo, en el que simula la entrada de viento del oeste, en contra de la advección de flujos del este marcada por las observaciones. Este emplazamiento registra un mayor predominio en la entrada de flujos del este, probablemente motivado por su mayor grado de desacoplamiento con la dinámica superficial que se registra a lo largo del valle.

Por otra parte, los resultados de dirección del viento simulado bajo un escenario de brisa no pura (figura 6.14), se asemejan a la variabilidad observada de esta variable en la estación costera de El Arenosillo. La simulación reproduce los cambios de flujos del noroeste a suroeste, registrados a lo largo del periodo. Esta mayor similitud no se registra en Puebla del Río ya que, mientras los pronósticos muestran un cambio de oeste a noroeste, las observaciones registran uno de flujos del oeste a nordeste.

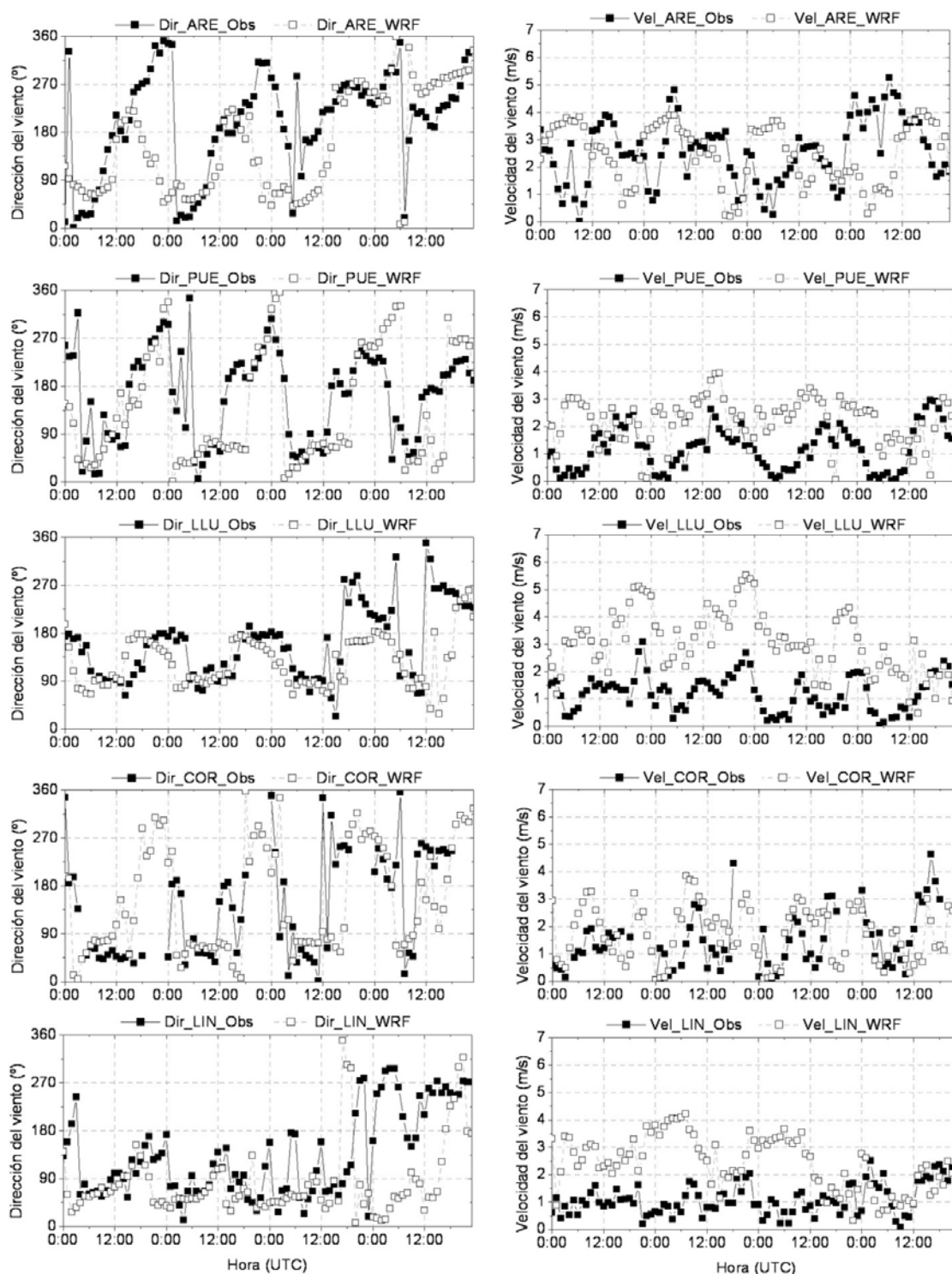


Figura 6.13. Evolución de la dirección y velocidad del viento observada (Obs) y simulada (WRF) para el dominio más pequeño, D4, en las estaciones de El Arenosillo (ARE), Puebla del Río (PUE), La Luisiana (LLU), Córdoba (COR) y Linares (LIN) durante el periodo del 11 al 14 de agosto de 2007 correspondiente a la circulación de brisa pura.

Al igual que ocurre en el caso de la brisa pura, conforme aumenta la distancia respecto a la costa los resultados de dirección del viento simulados son más aproximados a las observaciones. En la estación de La Luisiana el modelo reproduce la entrada de vientos del suroeste, mientras que en Córdoba los resultados simulados experimentan una

similar constancia en la advección de flujos del suroeste. No obstante, en este último emplazamiento el modelo presenta discrepancias respecto a las observaciones al final del periodo, ya que, mientras éste registra vientos del norte, las observaciones reproducen la entrada de vientos del suroeste. Al final del valle, en Linares, el modelo presenta un elevado grado de aproximación a las observaciones, con predominio de vientos del oeste durante todo el periodo.

A partir de estos resultados de dirección del viento, se observa que el modelo es capaz de reproducir el régimen de vientos asociado a ambos regímenes a lo largo del valle del Guadalquivir, aunque observándose ciertas discrepancias entre simulaciones y observaciones. Se ha obtenido una mayor similitud en el caso de la brisa no pura, observándose mayores diferencias en el escenario de brisa pura. Esta diferencia puede deberse a que la brisa no pura se desarrolla bajo un forzamiento sinóptico, mientras que la brisa pura presenta una dinámica gobernada marcada por la presencia de un escaso gradiente bórico.

Por otro lado, este trabajo permite conocer el escaso desarrollo espacial desde la costa hacia el interior que presentan ambos patrones, siendo especialmente significativa la cobertura horizontal de la brisa no pura, la cual se encuentra claramente delimitada al entorno costero. Mientras tanto la brisa pura es detectada en una zona más interior del valle, llegándose a registrar en la estación de Puebla del Río y, en menor medida, en La Luisiana.

El análisis comparativo de la velocidad del viento muestra la existencia de una tendencia por parte del modelo a sobrestimar los observados a lo largo del valle (figuras 6.13 y 6.14), estando condicionada la magnitud de esta diferencia al tipo de brisa y al emplazamiento de referencia. El mayor acercamiento de los resultados simulados a los valores observados se ha obtenido para el tipo de brisa no pura, destacando la elevada similitud registrada en Puebla del Río y Córdoba, en las que se reproduce de manera adecuada tanto su intensidad como su variabilidad.

Los resultados muestran que, en el caso de la brisa pura, las diferencias entre observaciones y simulaciones son menores en los emplazamientos costeros (El Arenosillo y Puebla del Río), y en el interior, se obtienen valores más aproximados pero presentan mayores dificultades en la simulación de la variabilidad. Esta diferencia entre ambas circulaciones podría estar asociada a su propio desarrollo, ya que mientras la brisa pura se establece bajo un régimen típico de mesoescala, y por tanto con un mayor predominio de procesos turbulentos, en la brisa no pura el forzamiento sinóptico limita el desarrollo de esta turbulencia. En este sentido, el modelo presentaría mayores

dificultades en reproducir los cambios repentinos de intensidad del viento que se observan en la brisa pura, frente a la mayor capacidad para simular una evolución diaria periódica de la brisa no pura.

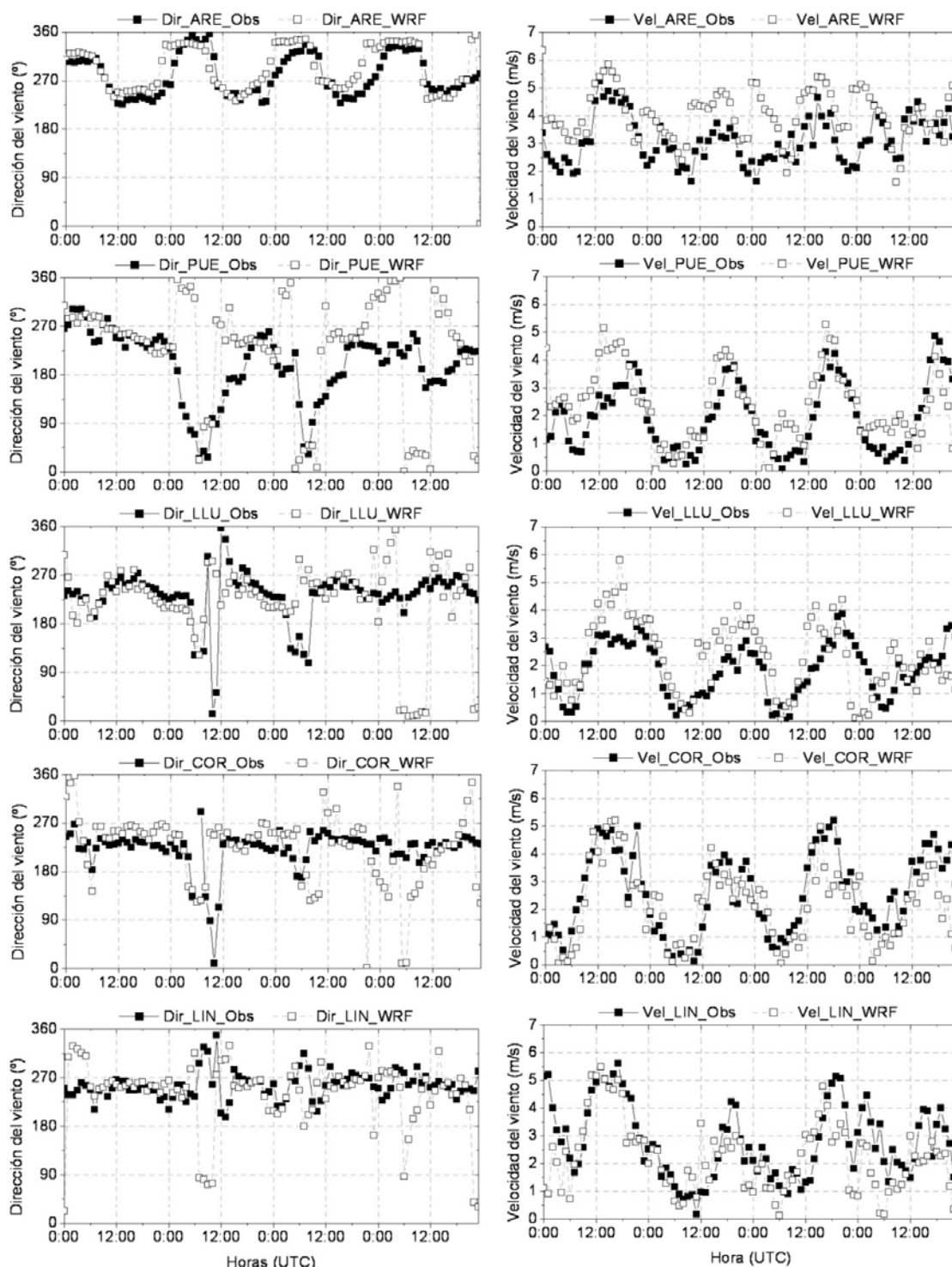


Figura 6.14. Evolución de la dirección y velocidad del viento observada (Obs) y simulada (WRF) para el dominio más pequeño, D4, en las estaciones de El Arenosillo (ARE), Puebla del Río (PUE), La Luisiana (LLU), Córdoba (COR) y Linares (LIN) durante el periodo del 6 al 9 de julio de 2001 correspondiente a la circulación de brisa no pura.

El análisis de la evolución de la temperatura potencial y humedad específica se realiza tomando como referencia las observaciones y los resultados simulados del dominio D4 en las estaciones de El Arenosillo y Córdoba (figura 6.15).

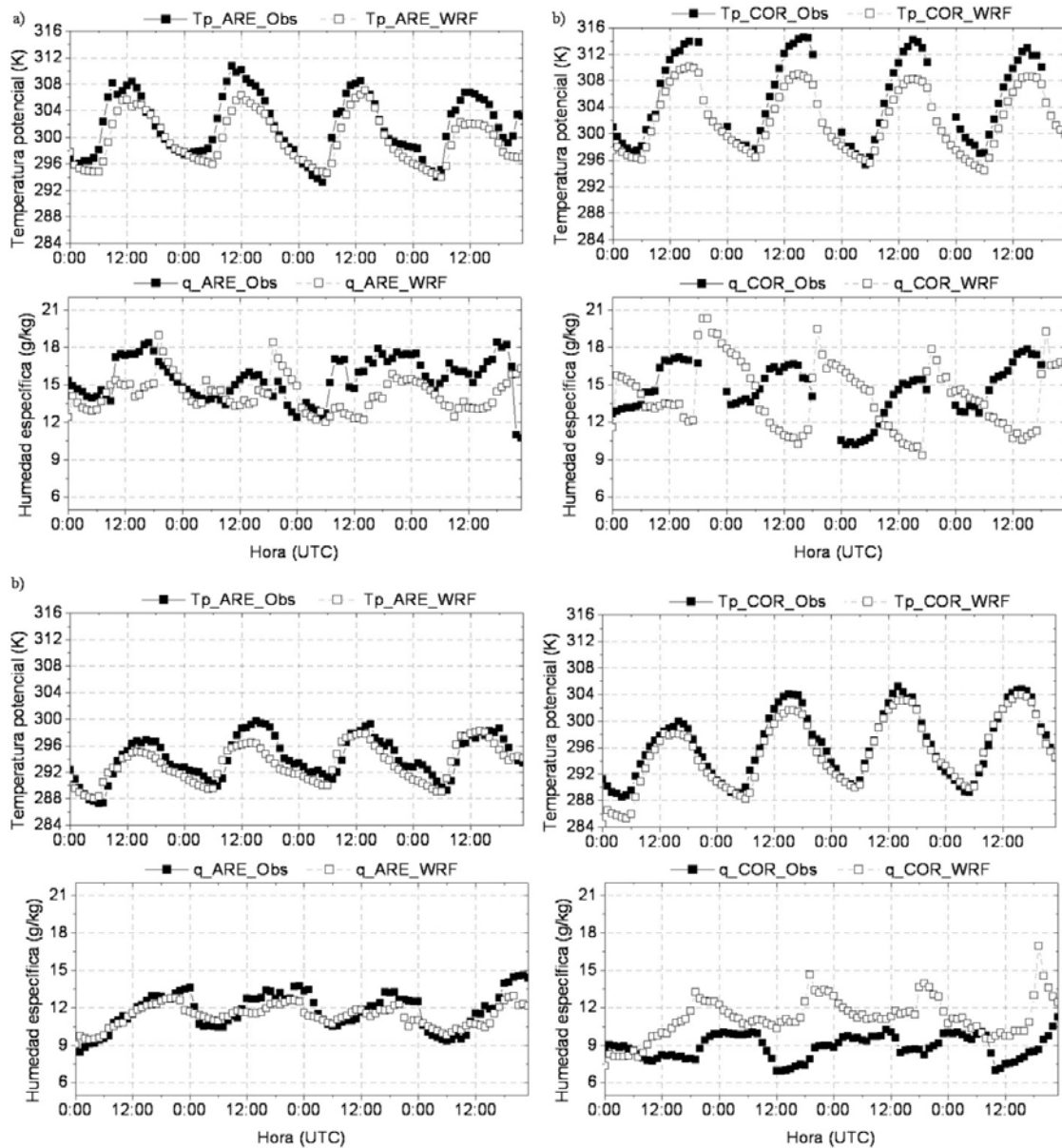


Figura 6.15. Evolución de la temperatura potencial y humedad específica observada (Obs) y simulada (WRF) para el dominio más pequeño, D4, en las estaciones de El Arenosillo (ARE) y Córdoba (COR) a) del 11 al 14 de agosto de 2007, y b) del 6 al 9 de julio de 2001, correspondientes a los periodos de circulación de brisa pura y no pura respectivamente.

Dentro de la tendencia general a registrar valores térmicos inferiores a las observaciones a lo largo del valle, ésta es más marcada en el caso de los valores máximos diarios, variando el comportamiento del modelo dependiendo del escenario meteorológico. En la brisa pura, las mayores diferencias son obtenidas en Córdoba, y para la brisa no pura son obtenidas en El Arenosillo. No obstante y considerando ambos resultados, el

modelo presenta una mejor aproximación de la intensidad y variabilidad de esta variable en ambas estaciones en el caso de la brisa no pura.

Respecto a los resultados de humedad específica, las simulaciones también experimentan variaciones espaciales de su comportamiento a lo largo del valle. Así, éstas presentan mejores resultados en la región costera bajo ambos patrones de brisa, siendo especialmente destacable la elevada aproximación en el caso de la brisa no pura. Mientras en el interior, y bajo condiciones de brisa no pura, el modelo presenta una tendencia a registrar valores de humedad más elevados que las observaciones en Córdoba. Las mayores diferencias se registran en el caso de brisa pura, al simular el modelo una evolución contraria a las observaciones. El motivo de este anómalo comportamiento no ha podido ser determinado, aunque pudiera estar asociado a la reproducción por parte del modelo de un fenómeno meteorológico local que alterase la evolución temporal de esta variable en esta estación.

Al igual que en el estudio de la advección del oeste, se han calculado una serie de parámetros estadísticos con el fin de evaluar el comportamiento del modelo. Estos resultados han sido calculados a partir de los valores obtenidos en el dominio más pequeño (D4), considerando por separado el periodo de “spin-up” (24 h) y el resto de horas (72 h) (tabla 6.1). La comparativa entre ambos resultados permite observar que no existe una relación directa entre los valores obtenidos durante el periodo de “spin-up” y las restantes 72 horas, siendo únicamente observada la tendencia a mantener la sobrestimación o subestimación de las observaciones por parte del modelo.

El análisis de los resultados de dirección obtenidos para el periodo de 72 horas muestra la existencia de un elevado rango de separación angular entre las direcciones observadas y simuladas por el modelo, obteniéndose en el caso de la brisa no pura una aproximación más realista a la evolución de las observaciones. En ambos escenarios meteorológicos el modelo tiende a subestimar las observaciones.

Los resultados de velocidad del viento muestran una mejor representatividad del modelo bajo el escenario de brisa no pura, al registrar menores diferencias en cada una de las estaciones de referencia en comparación con los resultados de brisa pura. Esta mayor representatividad podría estar asociada al hecho de que la brisa no pura presente un ciclo diario definido a lo largo del periodo, frente a la mayor variabilidad que experimenta bajo el régimen puro.

Para la circulación de brisa pura, la menor aproximación a las observaciones se registra en La Luisiana, con un valor del par (E, RMSE) de (1.9 m s^{-1} , 2.1 m s^{-1}), mientras que

en el caso de la brisa no pura las simulaciones presentan la menor similitud con las observaciones en El Arenosillo (1.2 m s^{-1} , 1.5 m s^{-1}). Por el contrario, los mejores resultados de la velocidad del viento para la brisa pura se obtienen en Córdoba (0.84 m s^{-1} , 1.15 m s^{-1}) y en Puebla del Río (0.78 m s^{-1} , 0.93 m s^{-1}), para la brisa pura y no pura respectivamente.

Tabla 6.1. Valores del sesgo (BIAS), error total ϵ y error cuadrático medio (RMSE) obtenidos para la dirección (DIR) y velocidad (Vel) del viento, temperatura potencial (Tp) y humedad específica (q) durante cada uno de los periodos de brisa pura y no pura considerados, en cada una de las cinco estaciones meteorológicas de referencia seleccionadas.

Estación	Brisa pura (11-14 Agosto 2003)				Brisa no pura (6-9 julio 2001)		
	Estadístico	BIAS	E	RMSE	BIAS	E	RMSE
	Variable						
El Arenosillo							
24 h (00-23 UTC)	Vel (m/s)	1.6	1.8	0.3	0.8	1.00	1.2
	Tp (K)	-1.7	1.9	2.8	-0.6	1.3	1.5
	q (g/kg)	1.7	2.0	-1.2	-0.1	0.5	0.6
72 h (24-96 UTC)	Vel (m/s)	-0.9	1.4	1.7	1.0	1.2	1.5
	Tp (K)	-2.4	2.5	3.1	-1.1	1.8	2.1
	q (g/kg)	-1.2	2.1	2.5	-0.3	1.0	1.7
Puebla del Río							
24 h (00-23 UTC)	Vel (m/s)	1.2	1.5	0.9	1.0	1.2	1.5
72 h (24-96 UTC)	Vel (m/s)	1.1	1.4	1.5	0.3	0.8	0.1
La Luisiana							
24 h (00-23 UTC)	Vel (m/s)	2.0	2.2	1.9	0.7	1.0	1.2
72 h (24-96 UTC)	Vel (m/s)	1.8	1.9	2.2	0.4	1.0	1.1
Córdoba							
24 h (00-23 UTC)	Vel (m/s)	0.4	0.7	1.0	-0.3	0.7	0.9
	Tp (K)	-1.6	1.6	2.1	-2.1	2.1	2.5
	q (g/kg)	-0.8	1.9	2.5	1.5	2.0	2.4
72 h (24-96 UTC)	Vel (m/s)	0.1	0.8	1.2	-0.4	0.9	1.1
	Tp (K)	-2.2	2.3	3.0	-0.8	1.0	1,3
	q (g/kg)	-1.0	2.9	3.7	2.7	2.7	3.4
Linares							
24 h (00-23 UTC)	Vel (m/s)	1.8	1.9	1.8	-0.7	1.0	1.5
72 h (24-96 UTC)	Vel (m/s)	1.0	1.5	1.8	-0.5	1.00	1.2

Estos mejores resultados en el escenario de brisa no pura tienen también su reflejo en el caso de la temperatura potencial y humedad específica, exceptuando la anomalía observada en Córdoba. Los resultados estadísticos muestran una mejor aproximación durante este periodo a lo largo del valle. El modelo tiende a subestimar la humedad específica en la zona costera bajo ambos patrones, mientras que en Córdoba se subestima durante la brisa pura (-1.0 g kg^{-1}) y se sobrestima en la no pura (2.7 g kg^{-1}).

Además, las simulaciones registran una tendencia a incrementar el error cometido desde la zona costera hacia el interior, aumentando los resultados de E y RMSE en un rango que se establece aproximadamente entre los 1-2 g kg⁻¹.

Los resultados de temperatura potencial registran un comportamiento inverso al de la humedad específica, ya que dentro de la subestimación general que se observa a lo largo del valle, con valores que oscilan entre los -0.8 K y -2.4 K, los mayores errores son observados en el emplazamiento costero de El Arenosillo bajo ambos escenarios. Sin embargo, a lo largo del valle, mientras que los valores de E y RMSE se mantienen similares en el caso de la brisa pura, el valor de éstos disminuye bajo el desarrollo de la brisa no pura, al pasar de (1.8 K; 2.0 K) en El Arenosillo a (1.0 K; 1.3 K) en Córdoba.

Campo de viento y de humedad específica.

Siguiendo la metodología expuesta en apartados anteriores, en esta sección se analizan los campos de viento y humedad específica sobre la región de estudio bajo el escenario de brisa pura (figura 6.16) y brisa no pura (figura 6.17).

Con el objetivo de analizar el comportamiento de ambos escenarios, la figura 6.16 muestra los mapas de la jornada del 12 de agosto de 2003, desde las 00:00 UTC hasta las 21:00 UTC, representativa del escenario de brisa pura. Durante la noche, entre las 00:00 UTC y las 6:00 UTC, el viento en superficie a lo largo del valle del Guadalquivir es principalmente del este-noreste, debido a la canalización de los flujos a través del valle, produciéndose un progresivo descenso de los niveles elevados de humedad que se presentan, más acusado en las zonas interiores del mismo. A la vez, fuertes vientos del este se observan sobre el litoral mediterráneo de Andalucía.

Este descenso de humedad no se produce sobre la zona costera, ya que sobre las 08:00-09:00 UTC se inicia la canalización hacia el interior del valle de flujos procedentes del Mediterráneo a través de los valles transversales existentes en la cordillera Bética. Este hecho pone de manifiesto la conexión entre ambas zonas, tal y como se ha observado también en el análisis de la circulación del suroeste. Esta entrada de flujos produce, además de la variabilidad en los índices de humedad a lo largo del valle, el incremento en la intensidad de los flujos del noroeste sobre el entorno costero del litoral atlántico.

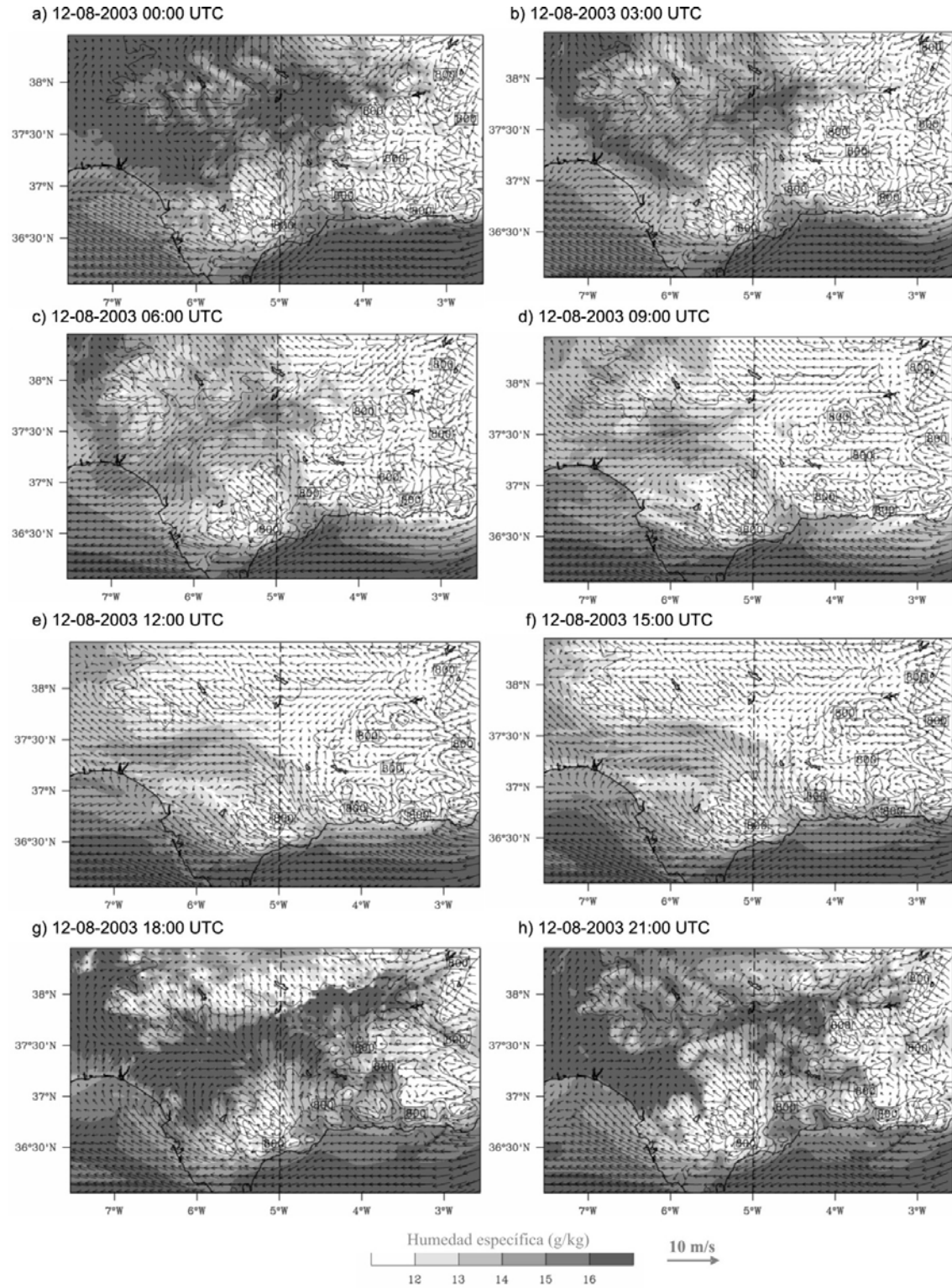


Figura 6.16. Campo de viento y de humedad específica en superficie simulados para el dominio más pequeño, D4, durante la jornada del 12/08/2003 a las a) 00:00 UTC, b) 03:00 UTC, c) 06:00 UTC, d) 09:00 UTC, e) 12:00 UTC, f) 15:00 UTC, g) 18:00 UTC y h) 21:00 UTC bajo circulación de brisa pura.

Conforme avanza la jornada se observa un cambio en la dinámica superficial sobre la desembocadura del valle. Esta modificación puede observarse en el campo de viento y de humedad obtenido a las 12:00 UTC, en el cual se detecta la diferencia entre el

predominio de los flujos del nordeste a lo largo del valle y el establecimiento de flujos del suroeste sobre la línea de costa. A lo largo del día el desarrollo de esta dinámica se ve favorecida por el incremento entre el gradiente térmico tierra-mar, favoreciendo su penetración tierra adentro hasta alcanzar algunas decenas de kilómetros, entre los 50 - 60 km, como se pone de manifiesto en el campo de viento a las 18:00 UTC y a las 21:00 UTC.

Este desarrollo espacial se ve además impulsado por la canalización de los flujos que bordean el límite occidental del sistema montañoso Bético, viéndose limitado por la llegada de los flujos procedentes del Mediterráneo y su posterior canalización hacia la desembocadura del valle. De esta manera, estos vientos actúan como agente limitador del desarrollo horizontal de la brisa marina pura.

La llegada de estos vientos del Mediterráneo a lo largo de la jornada hace posible que pueda dividirse el valle del Guadalquivir en tres áreas diferentes, en términos de sus respectivas condiciones meteorológicas. La región de desembocadura presenta un predominio de vientos del nordeste intensos con valores de humedad superiores a los $13\text{-}14\text{ g kg}^{-1}$, mientras que la región por la que penetran los vientos mediterráneos presenta estos mismos niveles de humedad, pero bajo una dinámica superficial con predominio de vientos del sureste. Una tercera región se corresponde con la ubicada en el interior del valle, la cual se caracteriza por vientos del nordeste de menor intensidad y un mayor nivel de sequedad, con valores de humedad inferiores a los 12 g kg^{-1} .

Por lo tanto, en el escenario de brisa pura el valle del Guadalquivir, durante las horas centrales del día, queda dividido en tres regiones aisladas una de otra. Esta división no permanece a lo largo de la jornada, ya que durante la tarde se produce la canalización de los vientos procedentes del Mediterráneo hacia las regiones más interiores del valle, tal y como se muestra en la figura de las 18:00 UTC, favoreciendo el progresivo desarrollo de una mayor homogeneidad en los valores de humedad a lo largo del valle.

Una vez que se alcanzan estas condiciones meteorológicas en el valle, entre las 20:00-21:00 UTC se detecta el progresivo cese de la entrada de flujos marinos sobre la costa atlántica, volviendo a predominar sobre el entorno costero los vientos del este-nordeste. Este hecho coincide con la disminución en la intensidad de entrada de los flujos del Mediterráneo, lo que provoca un descenso en la velocidad de los vientos en la primera mitad del valle. Este cese de flujos mediterráneos favorece la homogeneización del régimen de vientos de componente este/nordeste a lo largo del valle durante la noche.

Estos resultados muestran que el desarrollo espacial de la brisa pura se encuentra restringida principalmente al entorno costero del valle del Guadalquivir, con una extensión horizontal próxima a los 40 ó 50 km. Estos resultados se muestran consistentes con la evolución del viento observada en los cinco emplazamientos de medida a lo largo del valle (figuras 3.4-3.7) ya que, mientras en El Arenosillo y en Puebla del Río se observa el patrón característico de este tipo de circulación, en las estaciones más interiores se registran variaciones del campo de viento que podría tener su origen en la entrada de flujos mediterráneos por la zona central del valle. El resto de simulaciones realizadas bajo este escenario meteorológico revelan el desarrollo de un patrón similar de vientos sobre la región.

En la figura 6.17 se muestran los resultados obtenidos del campo de viento y humedad específica correspondiente al 8 de julio de 2001, desde las 00:00 UTC hasta las 21:00 UTC, correspondiente a un periodo representativo de la brisa no pura.

Durante el periodo nocturno se observa que la dinámica superficial en el valle se encuentra dominada por los flujos del suroeste/oeste de baja intensidad. Esta dinámica contrasta con el predominio de flujos del noroeste sobre la zona del Golfo de Cádiz, derivados de la influencia que el flanco oriental del anticiclón de las Azores ejerce sobre la Península Ibérica. Estos flujos, debido a la presencia al norte de la provincia de Huelva del área occidental de Sierra Morena, son canalizados en esta dirección impidiendo su entrada en el valle del Guadalquivir. Paralelamente, sobre el mar Mediterráneo predominan los vientos del oeste, no observándose el establecimiento de ningún canal de comunicación entre éste y el mencionado valle.

Como se muestra en la figura 6.17d, al inicio de la mañana, sobre las 10:00-12:00 UTC, el flujo del noroeste sobre el entorno costero comienza a ser sustituido por vientos del oeste/suroeste favoreciendo la entrada de masas de aire marítimas sobre el valle del Guadalquivir. A continuación, y durante el periodo central de la jornada, se alcanza una estructura definida en la entrada de vientos del suroeste sobre la desembocadura del valle, registrándose, a partir de ese momento, una progresiva homogeneidad de vientos del suroeste, aumentando la intensidad de los flujos como se pone de manifiesto en la figura 6.16c a las 17:00 UTC.

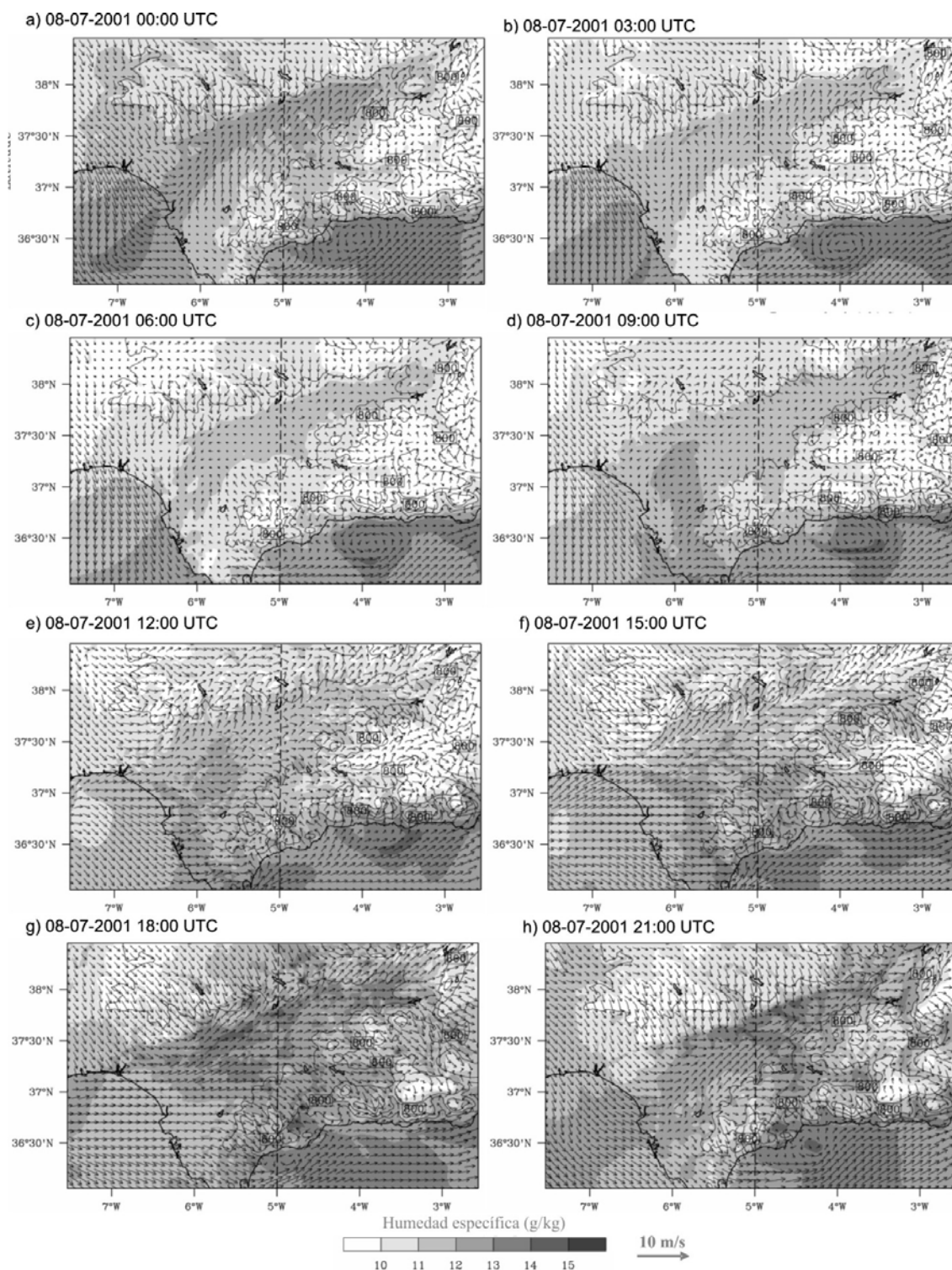


Figura 6.17. Campo de viento y de humedad específica en superficie simulados para el dominio más pequeño, D4, durante la jornada del 08/07/2001 a las a) 00:00 UTC, b) 03:00 UTC, c) 06:00 UTC, d) 09:00 UTC, e) 12:00 UTC, f) 15:00 UTC, g) 18:00 UTC, h) 21:00 UTC bajo la circulación de brisa no pura.

Esta entrada de vientos más húmedos repercute en que se registre un proceso de homogeneización del nivel de humedad a lo largo del valle, incrementándose paulatinamente los valores de humedad específica en zonas del interior a lo largo del día. Este aumento estaría relacionado con el progresivo avance de las masas de aire

marino a lo largo del valle del Guadalquivir. Es de destacar que durante este periodo se establece también un canal de comunicación entre el valle y el Mediterráneo, aunque, en este caso, en sentido contrario al observado durante la brisa pura, es decir, los flujos tienden a salir del valle.

Esta dinámica superficial comienza a desaparecer progresivamente a las 21:00 UTC, motivado por el incremento en la entrada de los vientos del noroeste de nuevo sobre el entorno costero, tal y como se observa a las 23:00 UTC, cuando ya son predominantes. En este momento hay que destacar la alta humedad que registran los emplazamientos situados en el interior del valle, derivado del proceso de confinamiento de masas de aire que en él tiene lugar, ya que durante el periodo nocturno se observa un mantenimiento en el régimen de vientos del suroeste a lo largo del valle.

Esta distribución horizontal del campo de viento es coherente con las observaciones experimentales de las cinco estaciones meteorológicas (figura 6.14). De acuerdo con estos resultados, la brisa no pura se identifica únicamente sobre el entorno costero en una franja comprendida desde la línea de costa hasta unos 30-40 km hacia el interior, ya que a partir de esta distancia la dinámica del valle se encuentra gobernada por la entrada de flujos del suroeste durante toda la jornada.

El campo horizontal de humedad específica permite observar como este flujo es favorable al transporte de masas de aire marinas a lo largo del valle, llegando a alcanzar zonas interiores. Por esta razón, es posible definir la existencia de un transporte de masas de aire a lo largo del valle, pero sin poder asociarlo al desarrollo de la brisa marina. Este mismo patrón de vientos ha sido observado en el resto de simulaciones realizadas bajo el desarrollo de la brisa no pura sobre la región costera.

Estructura vertical de la atmósfera.

Con el fin de analizar el comportamiento vertical de este tipo de circulaciones en la troposfera inferior, se han calculado los campos de viento en los niveles de 500 m, 700 m, 1000 m, 1500 m y 2000 m, complementándose con el análisis de la sección transversal del vector viento y del campo de humedad específica a lo largo del eje del valle. Se han empleado diferentes alturas de referencia a las usadas en el análisis de la advección del suroeste, ya que se pretende obtener una información más detallada sobre las características verticales de ambos regímenes de brisa, para lo cual se necesita una mayor resolución vertical.

La figura 6.18 muestra, bajo el escenario de brisa pura, el campo de viento a las 6:00 UTC y a las 18:00 UTC en 500 m, 1000 m y 2000 m, representativas del periodo nocturno y diurno, coincidiendo esta hora con el mayor desarrollo de la circulación de brisa a lo largo del valle del Guadalquivir. Durante el periodo nocturno, en los niveles más superficiales, se observa un proceso de confinamiento de los flujos del este en el interior del valle, siendo canalizados hacia la desembocadura del mismo. En la región litoral estos vientos del valle confluyen con los flujos intensos del sureste procedentes de la región mediterránea a través del estrecho de Gibraltar, para, posteriormente, desplazarse de forma conjunta hacia el norte a través del flanco más occidental de Sierra Morena.

En el nivel de 1000 m se observa una mayor influencia sobre toda la región de los vientos intensos del sureste, favorecida por la menor interferencia que las barreras orográficas ejercen sobre el campo de vientos. En el nivel de 2000 m se observa un cambio de dinámica, prevaleciendo la presencia de vientos del este sobre el valle del Guadalquivir, mientras que, en la región mediterránea continúan soplando vientos del sureste que se unen a los vientos del este cuando alcanzan la zona del valle. De esta manera puede observarse la existencia de cierto nivel de desacoplamiento del nivel de 2000 m con el resto de niveles más superficiales.

Conforme avanza la jornada esta dinámica se mantiene similar en los estratos más superficiales, modificándose con mayor notoriedad en el nivel de 2000 m, en el que predominan los vientos del este sobre el área mediterránea y una dinámica menos definida sobre el valle del Guadalquivir. También se observa el desarrollo vertical que poseen las corrientes procedentes del Mediterráneo, al ser detectables tanto a 1000 m como a 2000 m sobre el centro del valle durante la tarde (Fig. 6.18 f y g), reforzándose la división del valle en las tres regiones observadas en superficie.

Así mismo, y durante la tarde, el análisis del régimen de viento en el nivel de 500 m permite observar la no existencia de modificación alguna en el predominio de flujos del este/ sureste sobre el litoral durante el periodo de máximo desarrollo de la brisa pura. Este hecho es indicativo del escaso desarrollo vertical que presenta la brisa pura marina, pudiendo establecerse en un valor inferior a los 500 m.

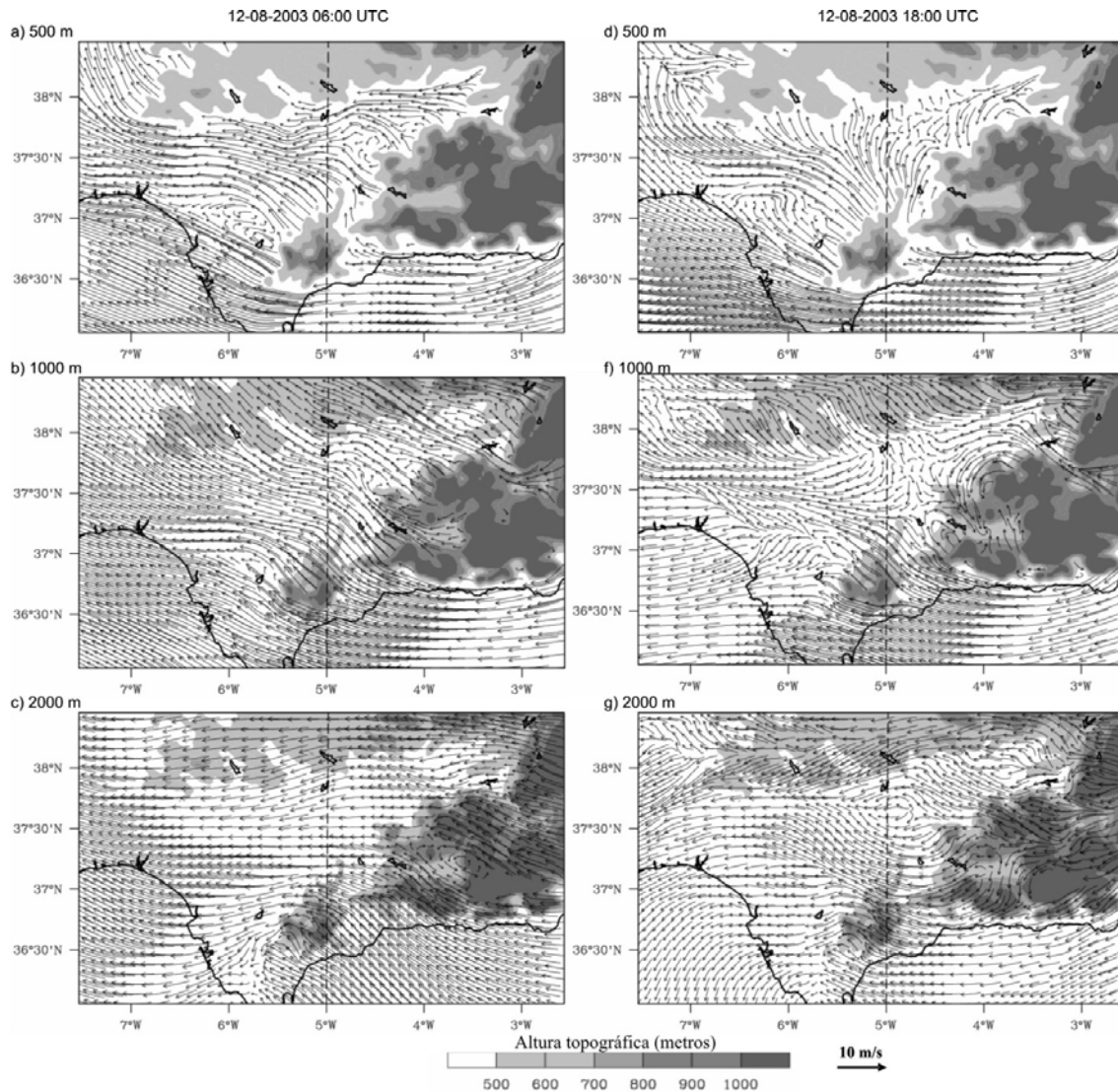


Figura 6.18. Campo de viento simulado para el dominio más pequeño, D4, durante la jornada del 12/08/2003 a las 06:00 UTC y 18:00 UTC para a) 500 m, b) 1000 m y c) 2000 m, para la circulación de brisa pura.

Este escaso desarrollo vertical del régimen de brisa a lo largo del valle del Guadalquivir se confirma a partir del análisis de las secciones verticales del campo de viento y de humedad específica (figura 6.19). Esta figura muestra la distribución vertical de ambos campos desde las 12:00 UTC hasta las 21:00 UTC del día 12 de agosto. Durante las horas centrales se observa como el valle presenta, inicialmente, niveles similares de humedad hasta 1 km de altura, existiendo diferentes celdas más húmedas a lo largo del mismo. Sin embargo, conforme avanza la tarde, se amplía el espesor de estos estratos más húmedos, alcanzando alturas cercanas a los 2 km.

Durante este periodo, en el rango de 75-153 km aproximadamente desde la línea de costa, se obtiene un flujo intenso de vientos ascendentes, lo cual pudiera estar asociado a la entrada de los flujos mediterráneos sobre el valle del Guadalquivir. Tal y como se muestra en la figura, esta región de entrada de flujos se caracteriza por presentar un

nivel de humedad superior al de las zonas limítrofes. Cabe destacar que una vez que se establece la entrada de flujos mediterráneos, se inicia el desarrollo de una región más seca que llega a dividir al valle verticalmente. Este proceso ha sido observado en el resto de simulaciones realizadas bajo este escenario meteorológico.

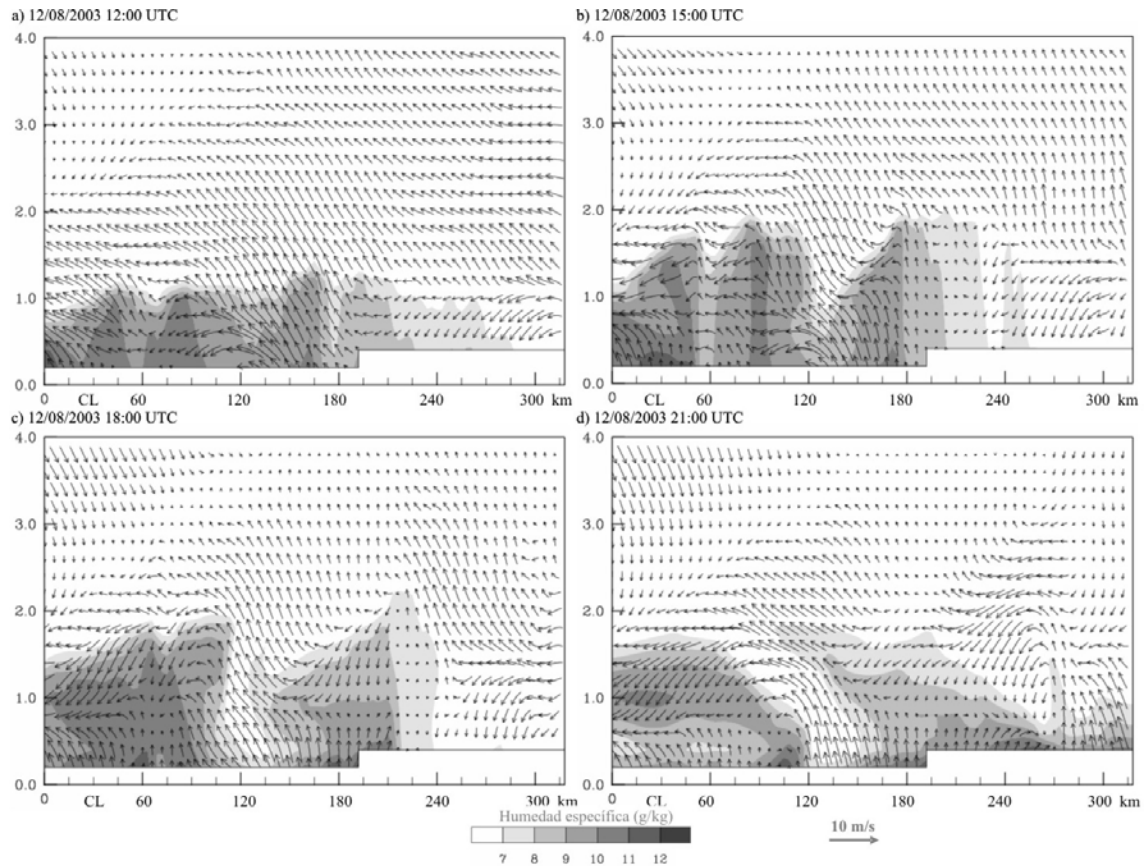


Figura 6.19. Sección transversal simulada para el dominio más pequeño, D4, del vector viento y de humedad específica a lo largo del valle del Guadalquivir durante el 12/08/2003 a las a) 12:00 UTC, b) 15:00 UTC, c) 18:00 UTC y d) 21:00 UTC para la circulación de brisa pura. Donde CL: Línea de costa.

Esta misma figura permite identificar el desplazamiento que experimentan las masas de aire a lo largo del valle bajo esta circulación de brisa. En este sentido, a las 15:00 UTC se observa la entrada de una masa de aire marítima de escaso desarrollo vertical, inferior a los 500 m. Conforme avanza la jornada esta masa de aire se desplaza a lo largo del valle, observándola aproximadamente a unos 30-40 km de la línea de costa a las 18:00 UTC, coincidiendo con la máxima entrada de viento marítimo detectada en superficie.

A partir de este momento esta masa de aire continúa desplazándose hacia el interior, aunque es detectada a unos 90-100 km presentando un escaso desarrollo vertical y espacial. Este mayor desarrollo no se ha observado de manera general en el resto de simulaciones realizadas bajo el desarrollo de la brisa pura, por lo que este elevado desplazamiento no puede considerarse representativo. Una de las posibles razones

estaría asociada a las especiales características meteorológicas que gobernaron este periodo, ya que esta simulación se localiza dentro de mes de agosto de 2003, durante el cual se registró una intensa ola de calor, tal y como ya se ha comentado en el capítulo 4. De esta manera, el desplazamiento horizontal común en todos los periodos ha sido establecido entre los 40-50 km.

Una vez descritas las características verticales que presenta el escenario de brisa pura se presentan las asociadas a la brisa no pura. La figura 6.20 muestra el campo de viento en 500 m, 1000 m y 2000 m correspondientes al escenario de brisa no pura durante la jornada del 8 de julio a las 9:00 UTC y a las 18:00 UTC, representativas del periodo nocturno y diurno.

Durante el periodo nocturno destaca el desarrollo en los niveles más superficiales, hasta aproximadamente 1 km, de un régimen de vientos ciclónicos en el interior del valle. Considerando el resto de simulaciones realizadas, éstas presentan una extensión horizontal y vertical condicionada por la intensidad de los vientos sinópticos, adquiriendo una especial relevancia en el caso de que se desarrollen sobre la desembocadura del valle. En este caso retrasan el cambio de dinámica superficial en el entorno costero, ya que actúan como barrera contra la canalización de los vientos del noroeste por parte del valle.

Durante este mismo periodo nocturno el régimen de viento del noroeste sobre la zona costera presenta un desarrollo vertical próximo a 1 km, ya que en este y en niveles superiores predominan los vientos sinópticos del oeste/suroeste, haciendo que toda la región presente un campo de viento similar. Conforme avanza la jornada estos flujos ciclónicos disminuyen su intensidad favoreciendo de manera progresiva el proceso de canalización de los vientos del noroeste a lo largo del valle, viéndose posteriormente confinados en el interior del valle, tal y como muestra el campo de viento a 500 m. En los niveles superiores, como en 1 km o en 2 km, además de observarse un proceso de relativa canalización de flujos a través del valle del Guadalquivir, se detecta un cambio en la dinámica general sobre la región, al predominar los flujos del noroeste sobre ella frente al mayor registro de vientos del suroeste durante el periodo nocturno.

El análisis vertical del campo de viento bajo el desarrollo de la brisa no pura revela la existencia de variabilidad temporal de los patrones de viento durante la jornada sobre la región de estudio, manifestándose esta variación de forma similar en cada uno de los niveles verticales y, por tanto, existiendo un elevado nivel de acoplamiento, especialmente durante la tarde /noche. El flujo de vientos del suroeste a lo largo del valle del Guadalquivir permanece prácticamente constante durante toda la jornada hasta

el nivel de 2000 m, por lo que la entrada de masas de aire marítimas sobre el valle presenta un elevado desarrollo vertical.

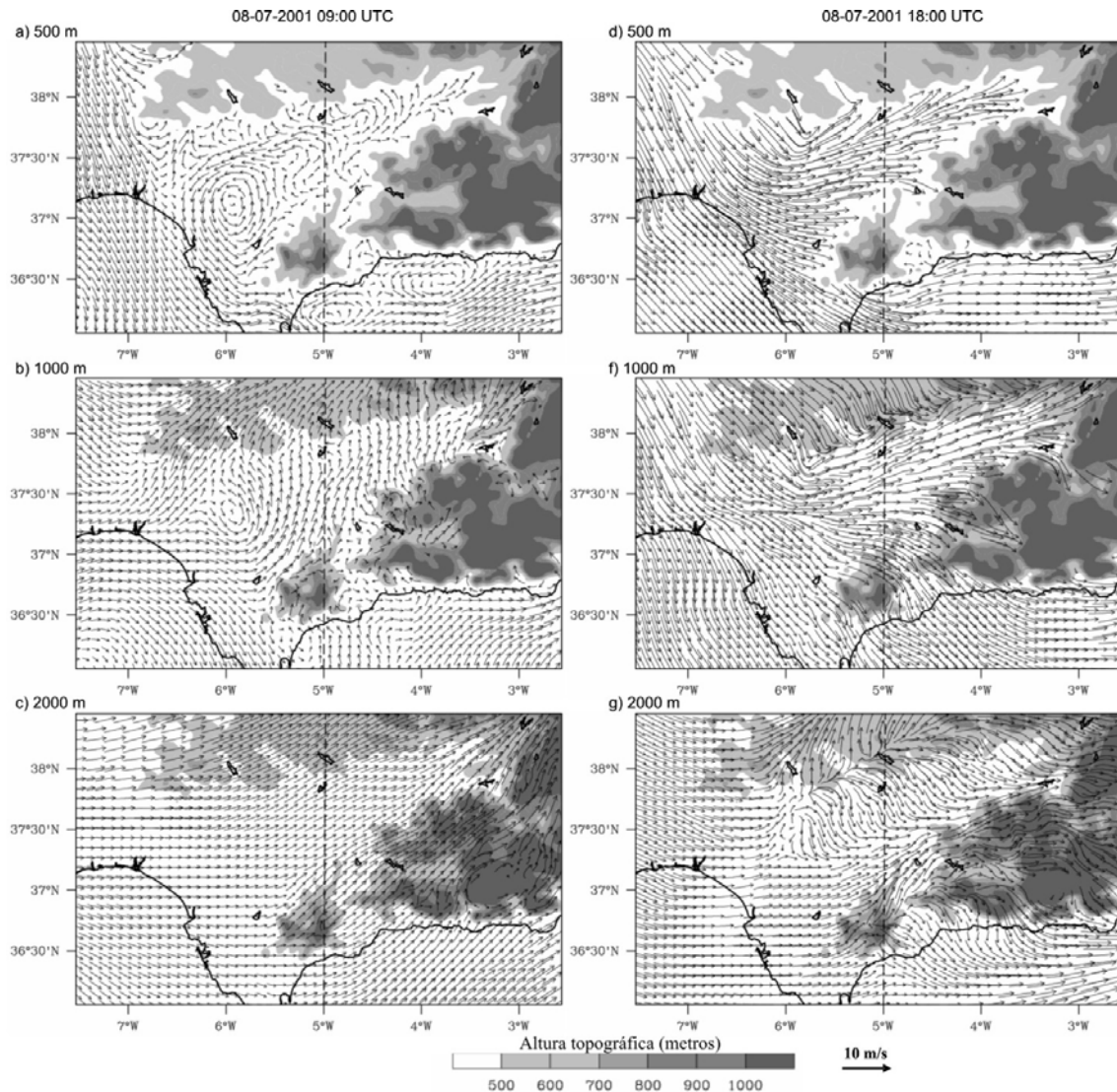


Figura 6.20. Campo de viento simulado para el dominio más pequeño, D4, durante la jornada del 08/07/2001 a las 02:00 UTC y 18:00 UTC para a) 500 m, b) 1000 m y c) 2000 m, para la circulación de brisa pura.

Para confirmar la existencia de este desarrollo se muestra la evolución de la sección vertical del vector viento y de humedad específica a lo largo del valle durante esta misma jornada de 12:00 UTC a 21:00 UTC con un paso de 3 horas, siendo estas horas indicativas del periodo en el que se ha observado la entrada de masas de aire marítimas sobre el valle (figura 6.21).

Al inicio de este periodo el valle del Guadalquivir presenta un grado de humedad similar a lo largo de su eje, debido a la presencia de un estrato superficial de desarrollo vertical aproximado a 1.5 km. Destaca que en el interior de este estrato los vientos presentan una mayor variabilidad, frente a la homogeneidad de vientos de subsidencia

en los niveles superiores. Durante este mismo periodo se detecta la presencia a unos 30 km de la costa de una masa de aire con un mayor nivel de humedad y un desarrollo vertical cercano a 1km.

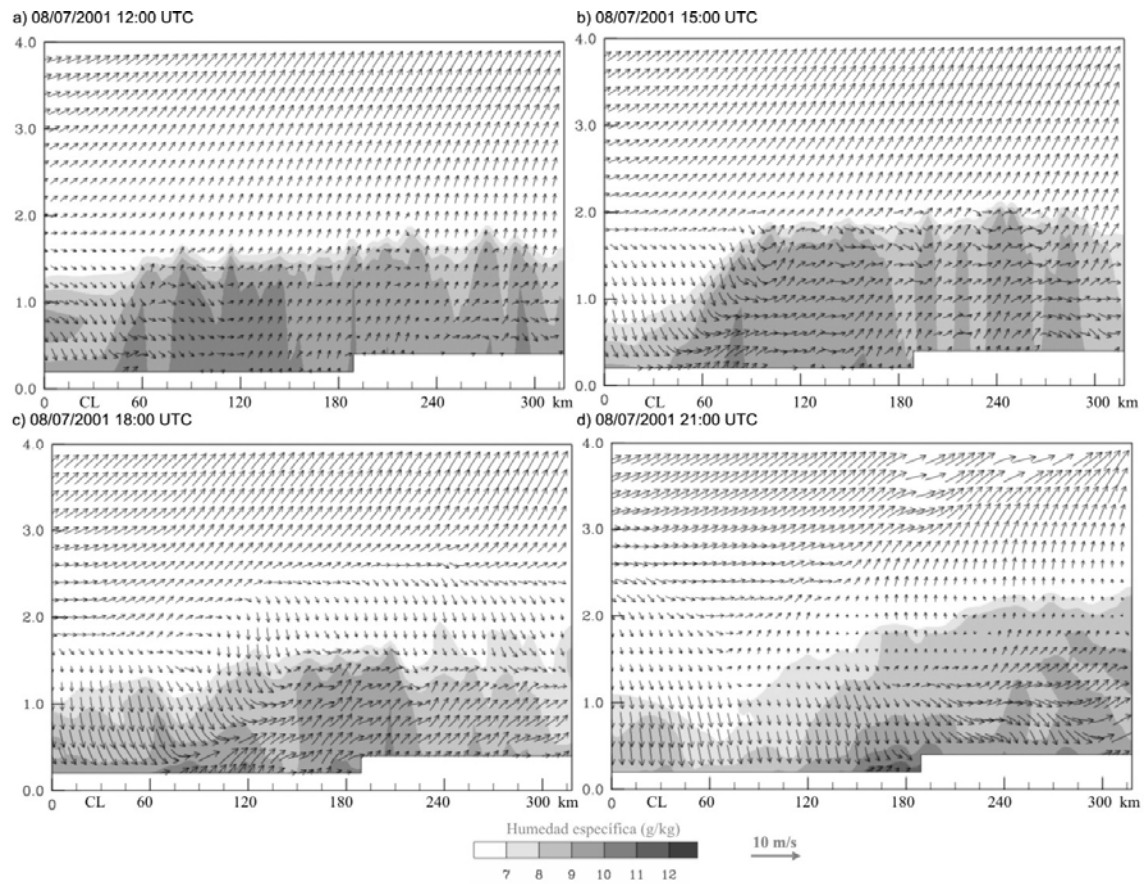


Figura 6.21. Sección transversal simulada para el dominio más pequeño, D4, del vector viento y de humedad específica a lo largo del valle del Guadalquivir durante el 08/07/2001 a las a) 12:00 UTC, b) 15:00 UTC, c) 18:00 UTC y d) 21:00 UTC para la circulación de brisa no pura. Donde CL: Línea de costa.

Conforme avanza la jornada se observa el establecimiento de vientos ascendentes a lo largo del valle en los niveles más superficiales y con un desarrollo vertical limitado por el tope del estrato húmedo, actuando éste como límite entre los vientos de subsidencia y ascendentes. La comparativa de esta sección vertical con la obtenida durante el análisis del episodio de entrada de masas de aire del suroeste revela la diferencia entre ambas, a pesar de estar caracterizadas por entrada de vientos sinópticos. Mientras que, en la advección sinóptica del suroeste todo el perfil vertical estaba gobernado por vientos del suroeste, en este caso de brisa no pura al tratarse de un fenómeno de menor escala, la entrada de vientos del suroeste se ve limitada a las regiones más superficiales. De esta manera, esta entrada estaría condicionada por los procesos térmicos que se desarrollan a lo largo del valle debido al diferente calentamiento que se produce a lo largo del mismo.

Debido a la canalización continuada de los vientos del oeste a lo largo del valle, se aprecia un desplazamiento progresivo de la masa de aire marítimo, la cual llega a alcanzar zonas muy alejadas de la costa. El análisis de diferentes episodios determina que esta distancia horizontal se encuentra condicionada por la intensidad de los vientos del oeste a lo largo del valle. En este caso concreto, esta masa de aire marino llega a alcanzar distancias de unos 150-180 km tierra adentro, aunque viéndose reducido su desarrollo vertical progresivamente a lo largo de la jornada.

Características de la ABL bajo escenarios de brisa costera.

Con el objetivo de mostrar las características más relevantes de la ABL bajo el desarrollo de brisa pura y no pura, se ha estudiado la distribución espacial que presenta la altura de la capa de mezcla a lo largo de la región, así como los perfiles verticales de temperatura potencial en cada una de las cinco estaciones de referencia. La figura 6.22 muestra la distribución espacial y el perfil de temperatura potencial en cada uno de los emplazamientos a las 12:00, 15:00 y 18:00 UTC, correspondientes a los periodos de formación y rotura de la capa de mezcla durante el escenario de brisa pura.

Bajo la brisa pura se ha detectado una capa de mezcla de altura superior a los 600 m sobre la región de estudio entre las 9-10 UTC y las 18-19 UTC. Este periodo varía ligeramente durante el año, ya que de abril o septiembre, este intervalo de tiempo se ve reducido.

Estos resultados muestran a primera hora una capa de mezcla menos desarrollada en el interior del valle que en las regiones colindantes a éste, manifestándose progresivamente la distinción de tres regiones a lo largo del mismo en función de la altura de la capa de mezcla. El perfil de las 12:00 UTC presenta una mayor homogeneidad entre las estaciones de Puebla del Río, La Luisiana y Córdoba, con una altura de la capa de mezcla próxima entre los 1000-1200 m. Mientras que, en el emplazamiento costero de El Arenosillo, ésta presenta un desarrollo de 700-800 m, aumentando hasta los 1400-1600 m en Linares.

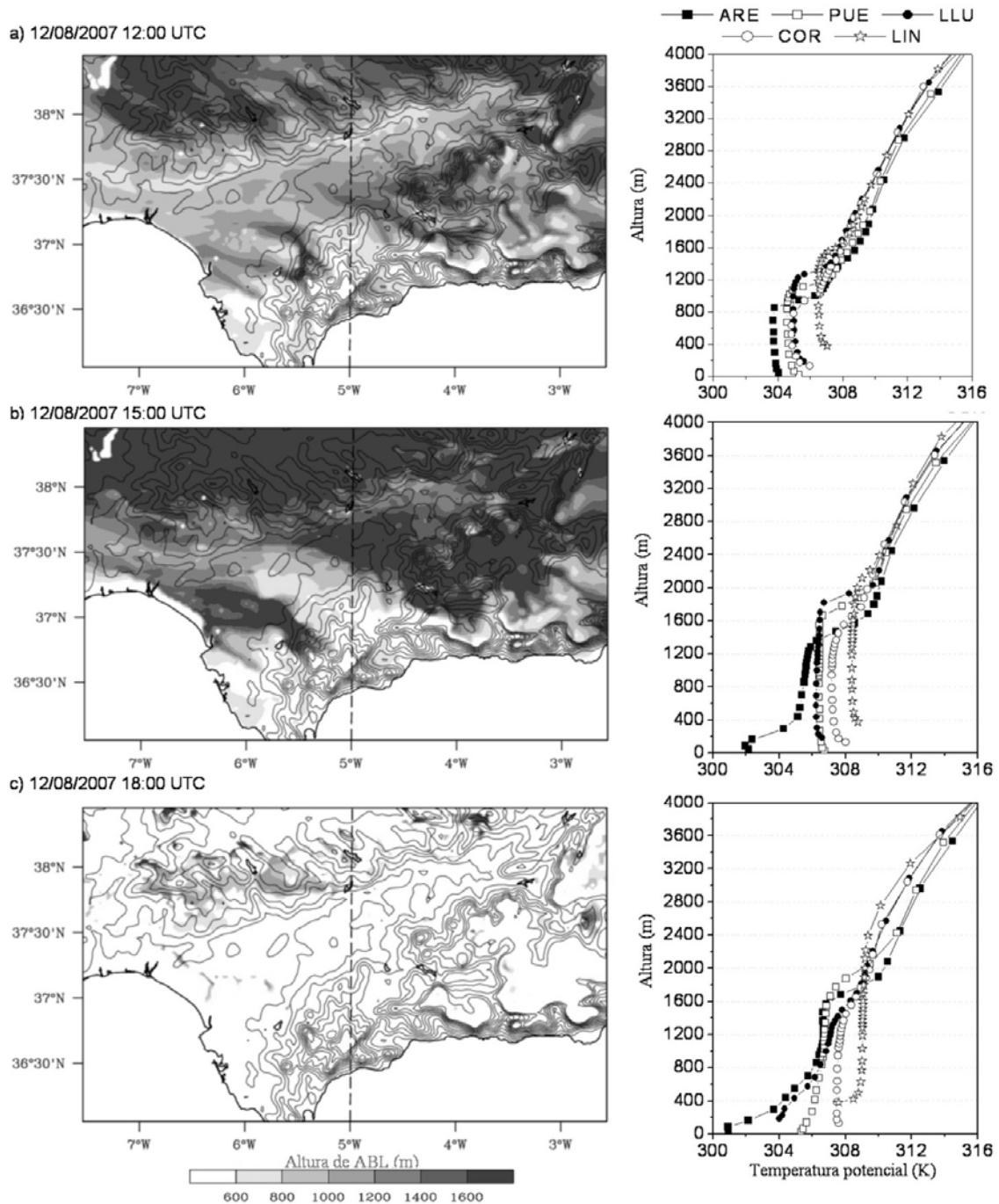


Figura 6.22. Distribución horizontal de la altura de la capa de mezcla y perfiles verticales de temperatura potencial simulados para el dominio más pequeño, D4, en las estaciones de El Arenosillo (ARE), Puebla del Río (PUE), La Luisiana (LLU), Córdoba (COR) y Linares (LIN), durante la jornada del 12/08/2003 a las a) 12:00 UTC, b) 15:00 UTC y c) 18:00 UTC bajo la circulación de brisa pura.

Durante las horas centrales del día se acentúa esta diferencia entre las diferentes regiones del valle debido al incremento en la intensidad de los vientos que llegan procedente del área mediterránea. Esta división, como muestran los resultados a las 15:00 UTC, hace que la capa de mezcla presente una disminución de su altura en el centro del valle, llegando a alcanzar alturas más elevadas a ambos lados del mismo.

En Puebla del Río y La Luisiana, la estructura de la ABL se encuentra claramente definida, llegando a alcanzar una altura de mezclado próxima a los 1500 m. Sin embargo, en Córdoba, la altura máxima de la capa de mezcla alcanza un valor en torno a los 1200 m. Mientras, al final del valle, en Linares, la capa de mezcla vuelve a registrar un incremento de su altura presentando un grosor próximo a 1800 m motivado en parte por la localización de este emplazamiento en zona de montaña.

Durante este mismo periodo, y en la estación costera de El Arenosillo se modifica la estructura de la ABL en los niveles superficiales, observándose un pequeño estrato inestable hasta aproximadamente los 200 m y una región de inversión térmica hasta los 400 m. Este comportamiento podría confirmar el desarrollo de una capa límite poco profunda en el entorno costero, representativa de la TIBL, la cual estaría asociada a la advección de flujos marítimos, y en este caso, al posible desarrollo de la brisa marina. De esta forma, el perfil estaría en consonancia con lo observado en la sección vertical del campo de viento y de humedad específica a lo largo del valle que mostraban el desplazamiento de masas de aire marítimo con escaso desarrollo vertical (figura 6.22b). Este resultado representaría que en el entorno costero el desarrollo de la capa de mezcla presenta una menor duración respecto a la observada a lo largo del valle.

Una vez alcanzada esta altura máxima se observa un descenso progresivo de la altura de la capa de mezcla, aunque manteniéndose durante este proceso la distinción entre cada una de las regiones. De esta manera, a las 18:00-19:00 UTC es cuando en la región de estudio se presenta un espesor de la ABL inferior a los 600 m de manera general. Este descenso coincide con una dinámica superficial de vientos más homogénea, tal y como se mostraba en la figura 6.15.

En la figura 6.23 se muestra el comportamiento que experimenta la ABL a lo largo de la región de estudio, así como la estructura vertical de temperatura potencial bajo el escenario de brisa no pura. Al igual que en el ejemplo anterior, se ha considerado el periodo central del día tomándose como representativos los resultados obtenidos durante el 8 de junio a las 12:00, 15:00 y 18:00 UTC. El análisis de los resultados muestran que el desarrollo de la capa de mezcla, en alturas superiores a los 600 m, se produce en la región de estudio entre las 8:00-9:00 UTC y las 19:00-20:00 UTC, estando condicionada al periodo del año en el que se desarrolle este escenario meteorológico.

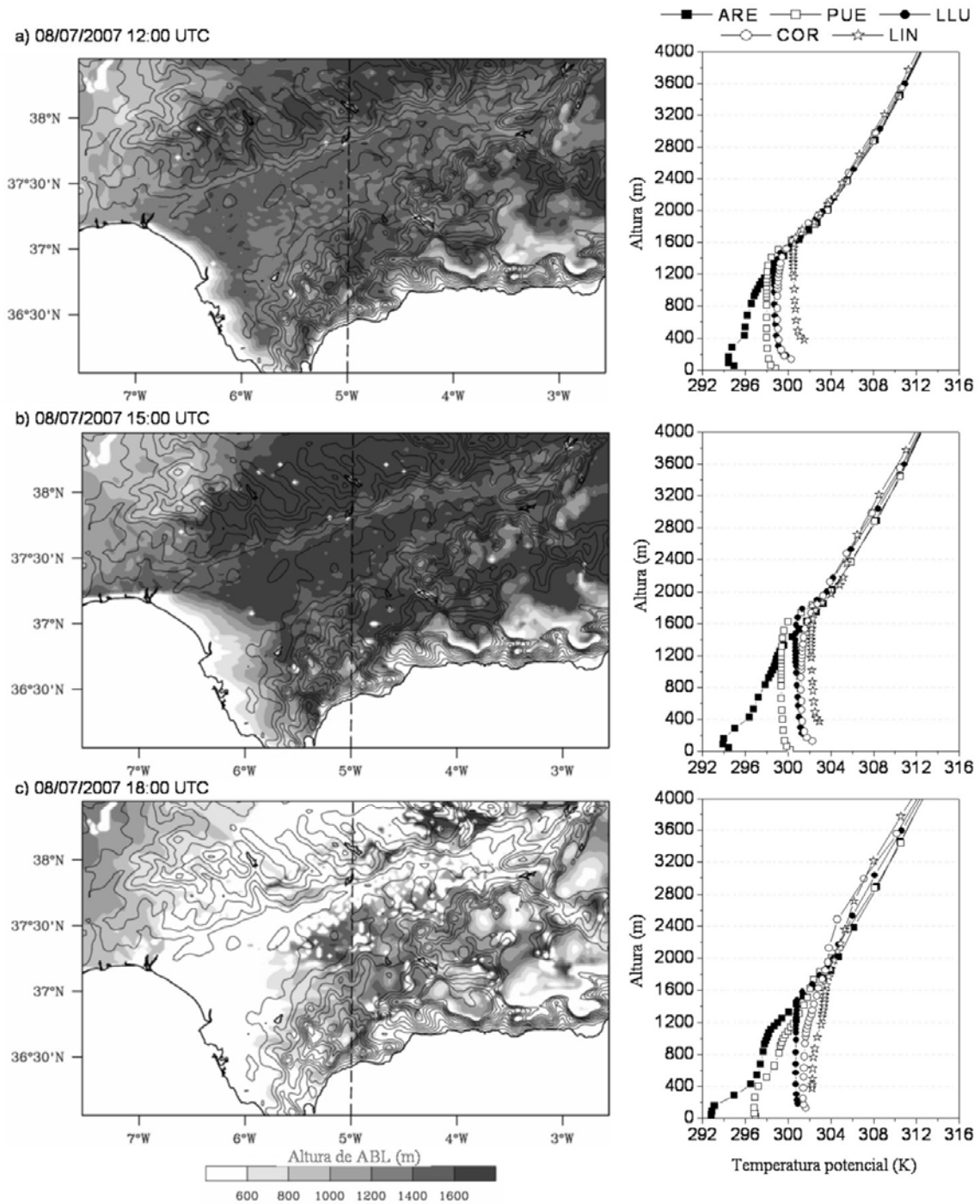


Figura 6.23. Distribución horizontal de la altura de la capa de mezcla y perfiles verticales de temperatura potencial simulados para el dominio más pequeño, D4, en las estaciones de El Arenosillo (ARE), Puebla del Río (PUE), La Luisiana (LLU), Córdoba (COR) y Linares (LIN), durante la jornada del 08/07/2001 a las a) 12:00 UTC, b) 15:00 UTC y c) 18:00 UTC bajo la circulación de brisa no pura.

Durante este periodo se ha observado un comportamiento de la capa de mezcla de la ABL más homogéneo en todas las estaciones representativas de la región de estudio, probablemente debido al continuado tránsito de masas de aire oeste/suroeste que tienden a homogeneizar las condiciones meteorológicas. Exceptuando la estación costera de El Arenosillo, a las 12:00 UTC se registra una altura de la capa de mezcla en torno a los

1400 m, aumentando hasta los 1600 m a las 15:00 UTC a lo largo del valle del Guadalquivir. Una vez que alcanza la capa de mezcla esta altura se produce un descenso de la misma, desde la desembocadura hasta el interior del valle. Este comportamiento se muestra en los perfiles verticales de cada una de las estaciones a las 18:00 UTC al presentar en la zona costera el desarrollo de estratos estables y, como en las zonas del interior, todavía se observa el desarrollo de la capa de mezcla.

Tal y como se pone de manifiesto en los perfiles verticales, el modelo simula un comportamiento diferente de la ABL en toda la zona costera representada por la estación de El Arenosillo. En ella se registra el desarrollo de una capa estable durante la jornada derivado del incremento de la temperatura potencial con la altura. Bajo este comportamiento se detecta en los niveles más superficiales la formación de la TIBL, asociado a la llegada de masas de aire húmedas. Este desarrollo se observa principalmente a las 12 UTC y a las 15:00 UTC, mientras que es más débil a las 18:00 UTC. A esta misma hora, en la estación de Puebla del Río, se detecta un comportamiento similar en los estratos más superficiales, lo que podría atribuirse al desplazamiento de la masa de aire marino. De esta manera, en la franja costera, debido al desarrollo de la TIBL, la altura de la capa de mezcla no superaría en ningún momento los 400 m de altura.

6.4. Conclusiones.

Este capítulo de la memoria de Tesis Doctoral se muestran los resultados obtenidos de aplicar la configuración de trabajo definida en el capítulo 5 para el modelo WRF-ARW en la simulación de dos de los escenarios meteorológicos más frecuentes sobre la región de estudio, como son la advección de flujos del oeste y el desarrollo de los dos regímenes de brisa desarrollados sobre el entorno costero de Andalucía occidental.

Con la selección y simulación de estos escenarios se ha validado la configuración de trabajo implementada en el modelo WRF-ARW y se ha profundizado, tanto en superficie como en altura, en el conocimiento del desarrollo espacial y temporal de ambos escenarios.

En ambos casos se ha estudiado la respuesta del modelo en la simulación de las condiciones sinópticas y de las condiciones meteorológicas derivadas. Para ello, se han empleado los mapas de presión en superficie generados por la Agencia Británica de Meteorología y se han seleccionado cinco estaciones de referencia en el valle del

Guadalquivir para el estudio de la variabilidad meteorológica que experimentan los parámetros meteorológicos.

Los resultados obtenidos bajo la llegada de flujos del suroeste han mostrado el elevado grado de aproximación que presenta el modelo en la reproducción de las condiciones sinópticas que derivan en este escenario meteorológico. Los resultados simulados por el modelo reproducen de manera adecuada el predominio de los flujos del suroeste a lo largo del valle del Guadalquivir, registrándose una tendencia a sobrestimar la velocidad del viento en la primera mitad del valle, y a subestimarla en las estaciones del interior. La temperatura potencial y humedad específica simuladas presentan una subestimación más acusada en la estación costera de El Arenosillo, siendo los resultados más aproximados a las observaciones en la estación de Córdoba.

La simulación del campo de viento en superficie ha mostrado la homogeneidad en la entrada de vientos del suroeste, favoreciendo la canalización de masas de aire que ejerce el valle del Guadalquivir en el transporte de masas de aire húmedas hacia el interior. Esta continua entrada de flujos marítimos permite que el valle se mantenga en niveles elevados de humedad, limitando su descenso durante el periodo nocturno ante el mínimo desarrollo de vientos de drenaje.

La aplicación del modelo ha permitido determinar la existencia de un elevado grado de acoplamiento entre los diferentes niveles verticales de la baja troposfera en la advección de masas de aire del suroeste. Bajo este comportamiento se ha observado que el valle del Guadalquivir se encuentra sometido al predominio de vientos ascendentes durante los 4 primeros kilómetros. Este análisis vertical ha permitido determinar que el estrato húmedo a lo largo del valle presenta un desarrollo vertical prácticamente constante entre los 500 m y 1 km, así como un ciclo diario.

Este comportamiento no se ha revelado común en el conjunto de simulaciones realizadas bajo este escenario, ya que también se ha observado un predominio en altura de vientos del noroeste, provocando que en capas altas predominen los vientos de subsidencia. Los registros de humedad varían de un periodo cálido a otro frío, no sobrepasando durante el frío valores de $10\text{-}11 \text{ g kg}^{-1}$, aunque sin experimentar un ciclo diario a lo largo del valle, ya que ésta tiende a permanecer en su interior de manera constante, aunque con menor desarrollo vertical.

Por último, el análisis del comportamiento de la ABL durante este escenario ha puesto de manifiesto que durante el periodo cálido, el desarrollo de la capa de mezcla se produce aproximadamente entre las 9:00 UTC y las 19:00 UTC presentando una

estructura térmica muy similar a lo largo del valle, con alturas máximas en torno a los 1600 m. Durante la época fría, la formación de la capa de mezcla se establece entre las 11:00 UTC y 16:00 UTC aproximadamente, y, por lo general, con una menor altura en torno a los 1000 m.

La simulación de las jornadas con los dos tipos de brisa, pura y no pura, sobre la región costera de Andalucía occidental ha posibilitado profundizar sobre sus características. Inicialmente, los resultados simulados para el campo de presiones han revelado la utilidad del modelo en la reproducción de ambas configuraciones sinópticas sobre la Península Ibérica.

La comparativa de las series temporales de dirección del viento para ambos escenarios ha mostrado que el modelo es capaz de reproducir el régimen de vientos asociado a ambos regímenes a lo largo del valle del Guadalquivir, aunque obteniéndose una mayor similitud en el caso de la brisa no pura que en la pura. La aplicación del modelo ha permitido determinar el escaso desarrollo espacial desde la costa hacia el interior que presentan ambos patrones, estableciéndose en el rango de entre 30 y 50 km. En el caso de la brisa pura, el conjunto de simulaciones han mostrado la entrada de flujos intensos procedentes del mediterráneo sobre la zona central de valle del Guadalquivir. Estos flujos se presentan como los responsables de que el desarrollo de la brisa pura se encuentre limitado.

El análisis comparativo de la velocidad del viento muestra la existencia de una tendencia por parte del modelo a presentar valores más elevados que los observados a lo largo del valle, registrándose una mayor aproximación a las observaciones en el caso de la brisa no pura. El análisis de la evolución de la temperatura potencial y humedad específica ha mostrado la tendencia general del modelo a registrar valores térmicos inferiores a las observaciones, siendo especialmente notable en el caso de los valores máximos diarios y la mayor aproximación a las observaciones de humedad en la región costera bajo ambos patrones de brisa, frente a la tendencia a registrar valores de humedad más elevados en el interior.

El análisis vertical de ambos regímenes ha mostrado el escaso desarrollo vertical de los mismos, así como su escaso recorrido a lo largo del valle. La brisa pura presenta un desarrollo inferior a los 500 m, alcanzando durante la tarde su máximo alcance espacial en torno a los 40-50 km. La brisa no pura se caracteriza por un desarrollo vertical en el rango de 500–1000 m con un desplazamiento horizontal establecido entre los 40-50 km observado a última hora de la tarde.

La simulación del comportamiento de la ABL bajo ambos patrones ha mostrado, en el caso de la brisa pura, la formación de una capa de mezcla entre las 9:00-10:00 UTC y las 18:00-19:00 UTC. Ésta presenta un comportamiento diferente a lo largo del valle debido a la entrada de vientos del área mediterránea. Esta división, como muestran los resultados a las 15:00 UTC, hace que la capa de mezcla presente una altura máxima diferente, observándose en torno a los 1200 m en el centro del valle y entre los 1500-1800 m a ambos extremos. En la región costera se ha observado una modificación de la estructura de la capa de mezcla en los niveles superficiales, observándose un pequeño estrato inestable hasta aproximadamente los 200 m y una región de inversión térmica hasta los 400 m, característica de la formación de la TIBL.

Por el contrario, el comportamiento de la ABL durante el escenario de brisa no pura es más homogéneo a lo largo del valle, detectándose la formación de la capa de mezcla entre las 8:00-9:00 UTC y las 19:00-20:00 UTC. Ésta registra una altura de la capa de mezcla máxima en torno a los 1400-1600 m. Al igual que en el caso de la brisa pura, la evolución de la ABL se ha mostrado diferente en la zona costera, observándose el desarrollo de una capa estable durante la jornada, representativa de la TIBL, manteniéndose la altura de la capa de mezcla por debajo de los 400 m.

CAPÍTULO 7

APLICACIONES DE MODELOS METEOROLÓGICOS

7.1. Introducción.

Los resultados y las herramientas utilizadas en los capítulos previos de este trabajo han pretendido facilitar un mayor conocimiento de las condiciones meteorológicas de la región. Sin embargo, no puede obviarse que éstas pueden ser utilizadas para interpretar el comportamiento que experimentan, tanto el material particulado, como el gaseoso presente en la atmósfera. Desde esta perspectiva, este capítulo pretende mostrar diferentes aplicaciones de los modelos meteorológicos HYSPLIT y WRF-ARW.

El capítulo se puede dividir en dos partes. En una primera se aplica el modelo HYSPLIT para lograr un mayor entendimiento sobre la variabilidad temporal que experimentan las partículas biológicas en la atmósfera. Se han realizado dos en los que se analizan la incidencia de masas de aire y las concentraciones de polen de *Olea* y de *Quercus*, respectivamente, en la provincia de Córdoba. La aplicación de retrotrayectorias en estudios de aerobiología ha sido puesta en valor durante los últimos años (Stach et al., 2007; Cecchi et al., 2007; Skjóth et al., 2008), al ofrecer una mejor identificación de las zonas de origen y del tipo de transporte al que se encuentran sometidas las partículas biológicas.

En una segunda sección del capítulo se presenta la aplicación del modelo meteorológico WRF-ARW como herramienta para analizar el comportamiento que muestran las especies químicas en la atmósfera. Para ello se ha simulado un episodio de alta concentración de ozono superficial y CO en el suroeste de la Península Ibérica, con el objetivo de determinar las causas que produjeron elevadas concentraciones de estas sustancias. La modelización meteorológica es ampliamente utilizada en la comunidad científica en estudios de calidad del aire (Seaman y Michelson, 2000; Ding et al., 2004; Wilczak et al., 2009).

7.2. Aplicación del modelo HYSPLIT para la interpretación de las concentraciones de polen.

En esta sección se han identificado las condiciones meteorológicas que favorecen que se registren altas concentraciones de polen de *Olea* y de *Quercus* en la provincia de Córdoba. Como herramienta se ha empleado el cálculo de retrotrayectorias mediante el modelo HYSPLIT, ya que su empleo permite identificar el recorrido que ambos tipos polínicos experimentan en esta provincia, y por tanto, permite establecer la relación que existe entre el tipo de masa de aire y el contenido de polen en el aire.

En un primer estudio se han determinado las condiciones meteorológicas que favorecen las altas concentraciones de polen de *Olea* en la ciudad de Córdoba (Hernández-Ceballos et al., 2011a), mientras que en el segundo de los trabajos se ha analizado la relación que existe entre los tipos de masas de aire identificados sobre Córdoba y las concentraciones de polen de *Quercus* registradas en ella (Hernández-Ceballos et al., 2011b). Estos estudios han permitido identificar las regiones fuente de polen de *Olea* y *Quercus* más influyentes sobre las concentraciones medidas en esta ciudad.

Estos trabajos se han realizado en colaboración con el Departamento de Botánica, Ecología y Fisiología Vegetal de la Universidad de Córdoba, Centro Coordinador de la Red Española de Aerobiología (REA, www.uco.es/rea/). El análisis y tratamiento de las series temporales de estos tipos polínicos ha sido realizado por personal de este departamento. Estos trabajos se han elaborado con anterioridad a la finalización de la memoria de Tesis doctoral, tratando de aplicar esta herramienta en casos prácticos concretos de forma complementaria a su empleo en la caracterización meteorológica.

7.2.1. Patrones sinópticos y caracterización meteorológica del transporte de polen de *Olea* en la provincia de Córdoba (suroeste de la Península Ibérica).

La región de Andalucía, sur de la Península Ibérica, es la región líder mundial en la producción de aceite de oliva, representando el 80% del total de la producción española y el 33% a nivel mundial. La mayor extensión de olivar se encuentra en las provincias de Jaén y Córdoba. Algunos artículos científicos han puesto de manifiesto la importancia de los estudios sobre el contenido de polen en el aire como un indicador de la intensidad de la floración y así poder realizar una previsión de cosecha con meses de antelación. En el caso del polen de *Olea* el índice polínico ha sido una de las variables más utilizadas en la realización de previsiones sobre la producción de aceituna. Estudios de este tipo se han llevado a cabo en diferentes zonas del sur de Europa, como en Andalucía (Galán et al., 2004, 2008), centro de Italia (Fornaciari et al., 2002) y en la ciudad de Oporto, en Portugal (Ribeiro et al., 2007). Este tipo de polen presenta un tamaño de su eje mayor en el rango de 18 a 25 μm .

En la provincia de Córdoba existe un claro gradiente espacial sur-norte de las fuentes de polen de *Olea*, con mínima presencia en el norte y una elevada extensión en el sur (figura 7.1). El mayor contenido de polen de *Olea* en el aire en este área se detecta principalmente entre los meses de abril a junio. La estación polínica, tanto el inicio,

como la duración e intensidad, está condicionada por diferentes variables entre las que se encuentra las condiciones meteorológicas que se registren antes del periodo de floración (Fornaciari et al., 1998; Vázquez et al., 2003).

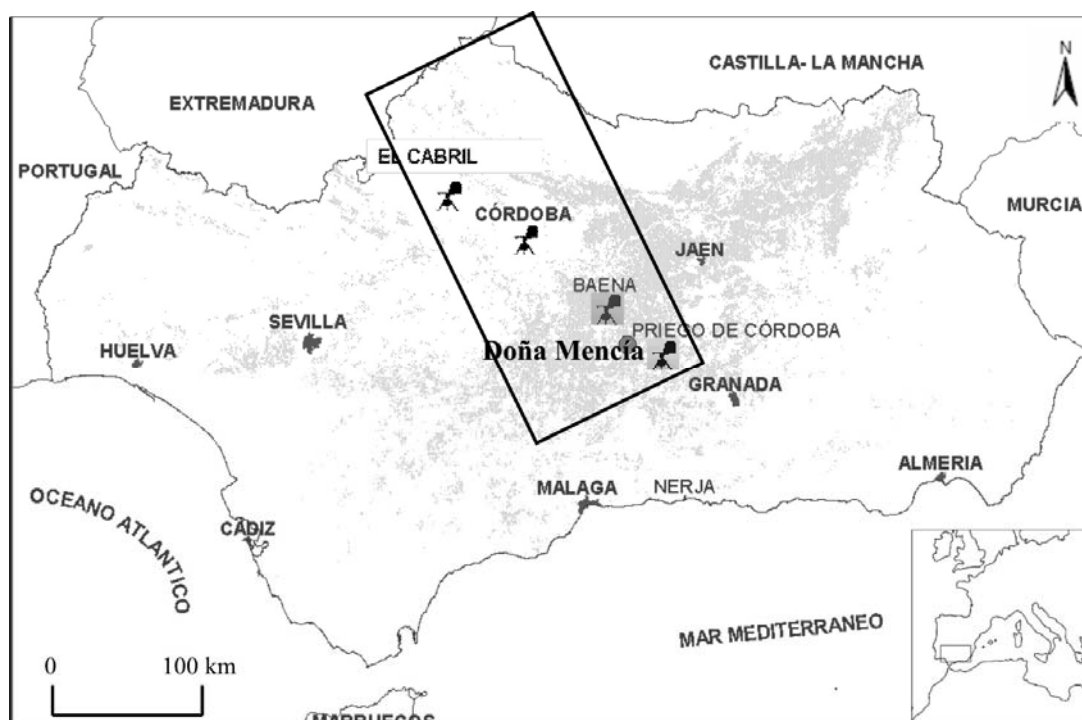


Figura 7.1. Localización de los emplazamientos de medida de polen de *Olea* en la provincia de Córdoba, y distribución de las regiones de plantación de *Olea* sobre Andalucía.

Dentro de la provincia, la ciudad de Córdoba destaca por presentar una curva estacional del contenido de polen de *Olea* en el aire, con una serie de picos de diversa intensidad. Estudios sobre la fenología floral de *Olea*, así como los registros aerobiológicos, han puesto de manifiesto que en la ciudad se detectan granos de polen procedentes de cultivos ubicados a una distancia de más de 50 km. También se han detectado concentraciones de polen elevadas en el aire de la ciudad una vez ha finalizado la floración de los olivares ubicados en el valle del Guadalquivir, habiéndose indicado en Fornaciari et al. (2002) un origen de éstas localizado al sur de la provincia.

El objetivo principal del presente estudio ha sido verificar esta hipótesis, lo cual implica la identificación de las condiciones meteorológicas que favorecen el transporte de polen de *Olea* sobre la provincia de Córdoba. De esta manera podrán establecerse las posibles rutas de transporte seguidas por las masas de aire e identificarse las regiones principales de emisión de este tipo de polen sobre la ciudad de Córdoba.

Metodología.

La monitorización del polen se ha realizado con cuatro captadores de referencia incluidos, tanto en la Red Andaluza de Aerobiología (RAA), como en la Red Española de Aerobiología (REA), ubicados estratégicamente en la provincia de Córdoba (figura 7.1) con el propósito de disponer de una cobertura espacial adecuada de la misma. Estos captadores se encuentran localizados en la ciudad de Córdoba, situada en el interior del valle del Guadalquivir, en Baena y Priego de Córdoba, localizadas en la Subbética, al sur de la provincia, y en El Cabril, representativa de la zona norte, y en el interior del parque Natural de Hornachuelos.

Además se han utilizado una serie de estaciones meteorológicas próximas a los captadores. Estas estaciones son las de Córdoba y Doña Mencía, ésta última asociada al captador de Priego de Córdoba, así como las localizadas en El Cabril y en Baena. La representatividad de la información meteorológica registrada en las dos primeras estaciones ya ha sido validada en el capítulo 3 de esta memoria, mientras que la validez de los datos meteorológicos de las dos últimas, pertenecientes a la compañía ENRESA y a la Red de Información Agroclimática (RIA) respectivamente, ha sido verificada para este estudio.

En cada una de las estaciones de monitoreo de polen se ha analizado la evolución de los valores diarios de polen de *Olea* durante los años 2006-2007 (figura 7.2), siendo éstos obtenidos a partir del empleo de captadores volumétricos del tipo Hirst (Hirst, 1952) y posteriormente estandarizados siguiendo el Manual de Gestión y Calidad de la REA (Galán et al., 2007). Los datos han sido expresados como media diaria del número de granos de polen por metro cúbico de aire, ofreciendo al mismo tiempo información bi-horaria para el análisis de los determinados episodios seleccionados para este estudio. Así mismo se ha tenido en cuenta el comportamiento fenológico de este árbol siguiendo la metodología de Maillard (1975) y las distintas fases fenológicas de la floración en zonas próximas a los captadores de Córdoba, Baena y Priego de Córdoba.

A partir de estas series diarias del contenido polínico del aire se han seleccionado un conjunto de jornadas episódicas. Estas jornadas han sido definidas como los días en los que se alcanzan concentraciones totales de polen de *Olea* superiores a los 3500 granos de polen (gr)/m³ en cada uno de los años. Además, también se han considerado como días episódicos aquellas jornadas en las que las concentraciones más elevadas fueron alcanzadas fuera del horario típico de ocurrencia, establecido por Galán et al. (1991) entre las 11:00 UTC y las 17:00 UTC.

Aplicando estas consideraciones, un total de nueve episodios fueron escogidos y analizados entre mayo y junio de 2006 y 2007 en la provincia de Córdoba. En la figura 7.2 se representan los valores medios diarios de polen durante el periodo de floración de los dos años estudiados. La metodología que se ha aplicado en cada uno de los episodios ha consistido en el estudio de la configuración sinóptica, la evolución bihoraria de las concentraciones de polen y el cálculo de retrotrayectorias en cada uno de los cuatro emplazamientos de referencia.

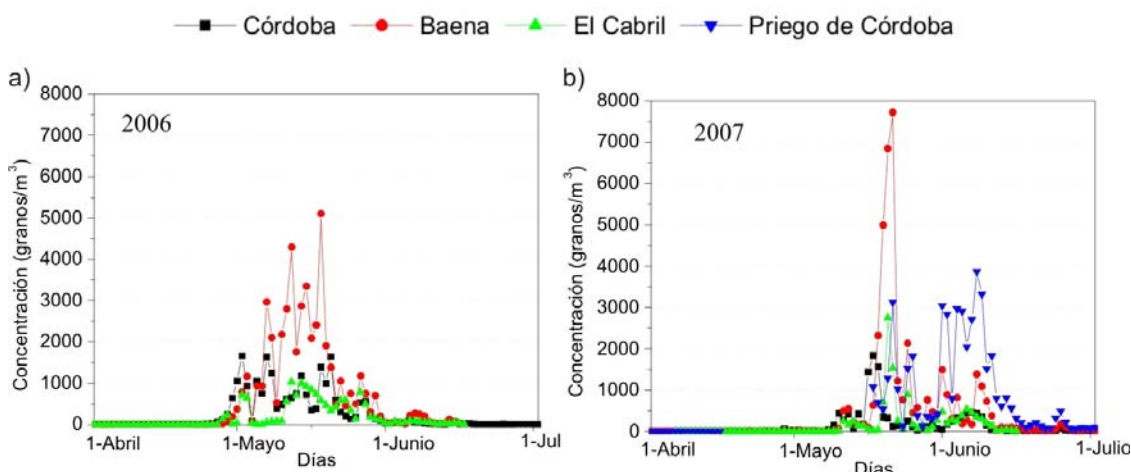


Figura 7.2. Evolución diaria de las concentraciones diarias de polen de *Olea* en cada uno de los emplazamientos de referencia de la provincia de Córdoba durante a) 2006 y b) 2007. Durante el año 2006 no se registraron concentraciones de polen de *Olea* en la estación de Priego de Córdoba.

Cada una de las retrotrayectorias fue calculada empleando el modelo HYSPLIT (Capítulo 4), tomando como información meteorológica de entrada la suministrada por los ficheros GDAS. Como se ha reflejado en el capítulo 4, así como propone Veriankaite et al. (2010), la representatividad de cada una de las retrotrayectorias está condicionada por la resolución horizontal de los datos meteorológicos utilizados para su cálculo. Por este motivo es necesario considerar la relación que se establece entre la resolución espacial de los ficheros meteorológicos y la cobertura espacial de las circulaciones atmosféricas que se pretende representar. En este caso, el uso de archivos GDAS, con una resolución de 111 km, pueden considerarse adecuados para identificar el posible transporte de índole regional (hasta 100 km) como de más largo alcance (más de 100 km) definidos en Seinfeld y Pandis (2006).

Para este trabajo se han calculado trayectorias del tipo cinemática 3D, estableciéndose un recorrido previo de 36 horas. Esta duración ha sido considerada como adecuada una vez que se analizaron las trayectorias con un recorrido previo desde 24 a 96 horas. Dada la mayor variedad topografía existente en la provincia de Córdoba, se llevó a cabo un estudio preliminar con el objetivo de detectar cualquier posible anomalía en el cálculo

de la trayectoria con respecto a la altura. En este sentido fueron calculadas, en cada uno de los emplazamientos, el conjunto de retrotrayectorias entre los 100 m y 700 m a.g.l (metros sobre el nivel del suelo), a intervalos de 100 m. En la figura 7.3 se muestran los resultados obtenidos a las 20:00 UTC durante el episodio del 13 de mayo de 2006.

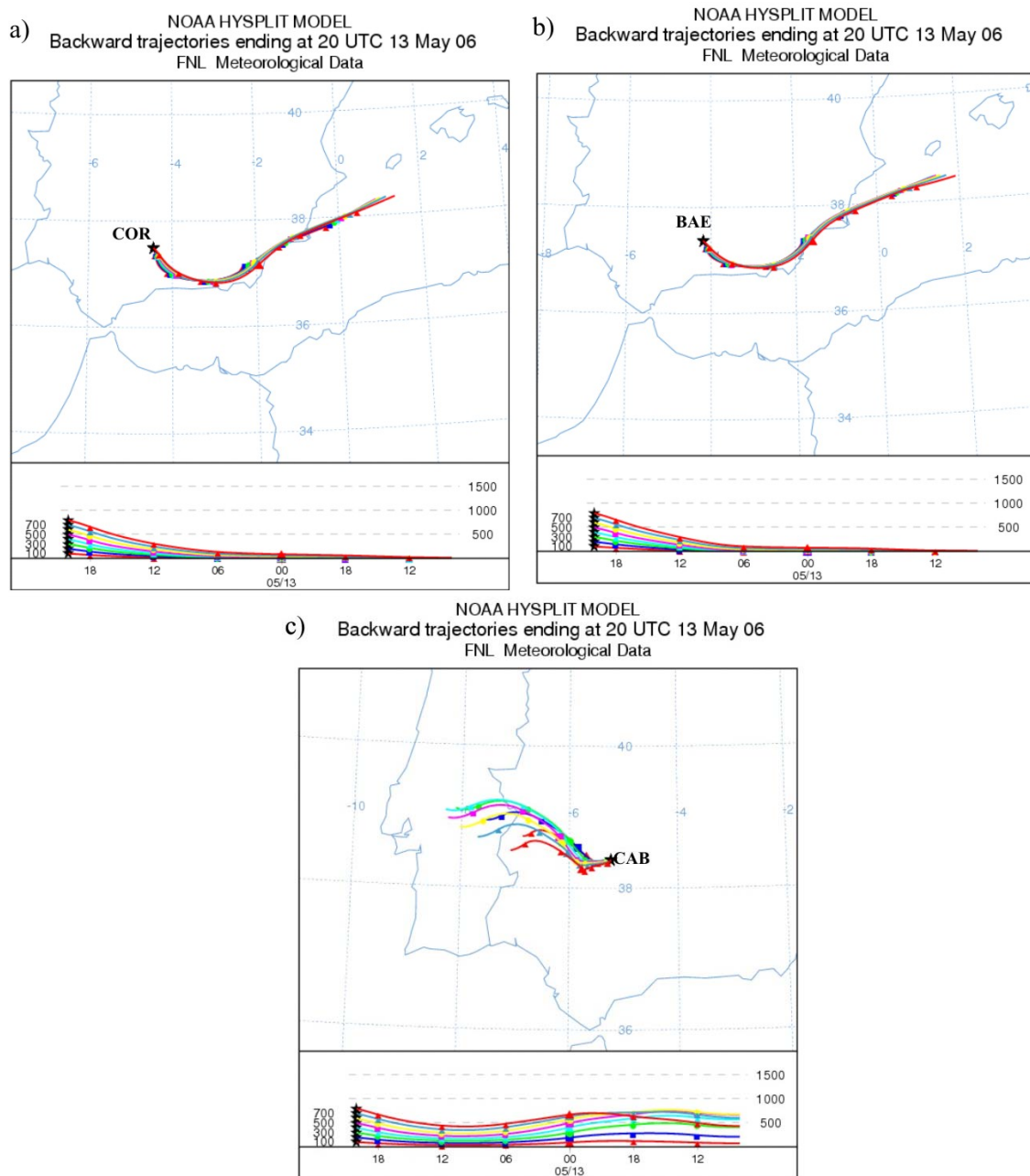


Figura 7.3. Retrotrayectorias con recorrido de 36 horas y paso vertical de 100 m a.g.l desde los 100 m hasta los 700 m a.g.l a las 20:00 UTC del 13 de mayo de 2006 en a) Córdoba, b) Baena y c) El Cabril.

En ella se observa la elevada similitud en el recorrido realizado por cada masa de aire durante las 36 horas previas. Los resultados obtenidos de este estudio comparativo han permitido seleccionar las retrotrayectorias calculadas a los 500 m a.g.l como representativas para realizar el análisis de cada episodio.

Resultados y discusión.

Inicialmente, el análisis de las concentraciones de polen de *Olea* en cada uno de los cuatro emplazamientos ha permitido definir tres regiones principales en la provincia de Córdoba en función de los niveles de polen de *Olea* detectados en el aire. Estas regiones se corresponden con la localización de las fuentes emisoras de polen (figura 7.1), poniendo de manifiesto la influencia directa que ejercen estas fuentes sobre sus regiones circundantes.

Una primera región está localizada al sur de la provincia, representada por las estaciones de Baena y Priego de Córdoba. En ella se registraron las mayores concentraciones de polen de *Olea* al coincidir geográficamente con las áreas de mayor extensión de *Olea* en la provincia. En el centro de la provincia, en la Vega del Guadalquivir, se encuentra la estación de Córdoba, considerada como un área intermedia en la que se alternan días de altas y bajas concentraciones de polen de *Olea* en el aire, alcanzándose niveles inferiores a los detectados en las estaciones del sur. Por último, la estación de El Cabril se toma como referencia de la zona norte de la provincia en la que las concentraciones de polen de *Olea* son sistemáticamente inferiores al resto de zonas debido a la escasez de áreas de cultivo en sus proximidades.

El análisis de retrotrayectorias ha mostrado una relación entre el recorrido realizado por las masas de aire y las concentraciones de polen de *Olea* registradas a lo largo de la provincia de Córdoba. El estudio de cada uno de los nueve episodios de alta concentración ha permitido identificar dos tipos principales de desplazamiento de masas de aire, los cuales están asociados a dos configuraciones sinópticas sobre el sur de la Península Ibérica (figura 7.4).

En la mayoría de episodios, bajo la influencia de condiciones anticiclónicas o de escaso gradiente bórico sobre la Península Ibérica (figura 7.4a), se detectó un lento desplazamiento de flujos a baja altura, desde el sur de la provincia hacia zonas del interior, favoreciendo el arrastre de partículas biológicas cercanas al nivel del suelo. De esta manera la escasa intensidad de los vientos minimizó el desarrollo de fenómenos de dispersión del polen de *Olea* y, por tanto, favoreció el transporte de polen a lo largo de la provincia. Por su propio recorrido este movimiento de masas de aire se encuentra asociado a altos niveles diarios de polen en las estaciones situadas tanto al sur (Baena, Priego de Córdoba), como en la ciudad de Córdoba. Durante estas mismas jornadas se observó que la estación de El Cabril se encuentra sometida a la llegada de masas de aire dentro del rango oeste/suroeste provocando que esta región se encuentre “desacoplada” del resto de la provincia.

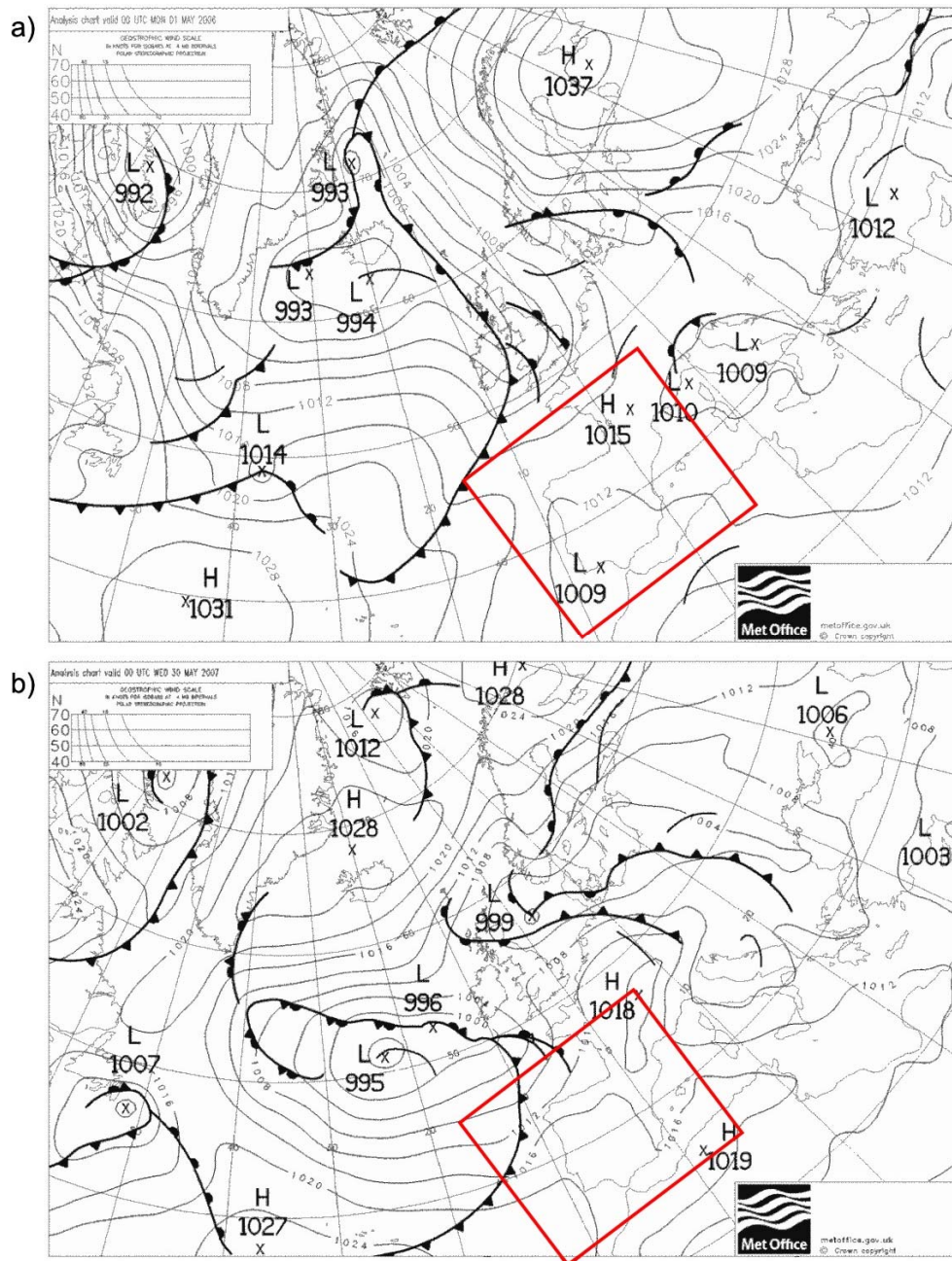


Figura 7.4. Mapas de presión superficial representativas de a) escaso gradiente bárico y b) advecciones de flujos sinópticos del oeste, asociadas al registro de concentraciones elevadas de polen de *Olea* en la provincia de Córdoba

Este desplazamiento pone de manifiesto que en los días en los que se registran altas concentración de polen de *Olea* en la ciudad de Córdoba, las masas de aire proceden del sur de la provincia realizando un recorrido de sur a norte barriendo las regiones de polen de *Olea* situadas al sur. Esta información, combinada con las variaciones diarias de polen de *Olea* y los datos fenológicos de campo, sugirieron que el polen de *Olea* registrado en la ciudad de Córdoba durante la última parte de la temporada mayoritariamente procede de fuentes cercanas a Baena y, en una etapa posterior, a Priego de Córdoba.

Como ejemplo de este tipo de desplazamiento, la figura 7.5 muestra los resultados obtenidos para la jornada del 13 de mayo de 2006. Bajo el predominio de una situación anticiclónica el conjunto de retrotrayectorias de esta jornada muestra el constante y lento desplazamiento, a una altura muy próxima al suelo, de masas de aire procedentes del suroeste sobre los emplazamientos de Córdoba y Baena. Por otra parte, la estación de El Cabril se mantiene bajo la influencia de flujos del noroeste (figura 7.5b-d) poniendo de manifiesto su desacoplamiento de la dinámica superficial que se establece a lo largo de la provincia bajo este tipo de configuración sinóptica.

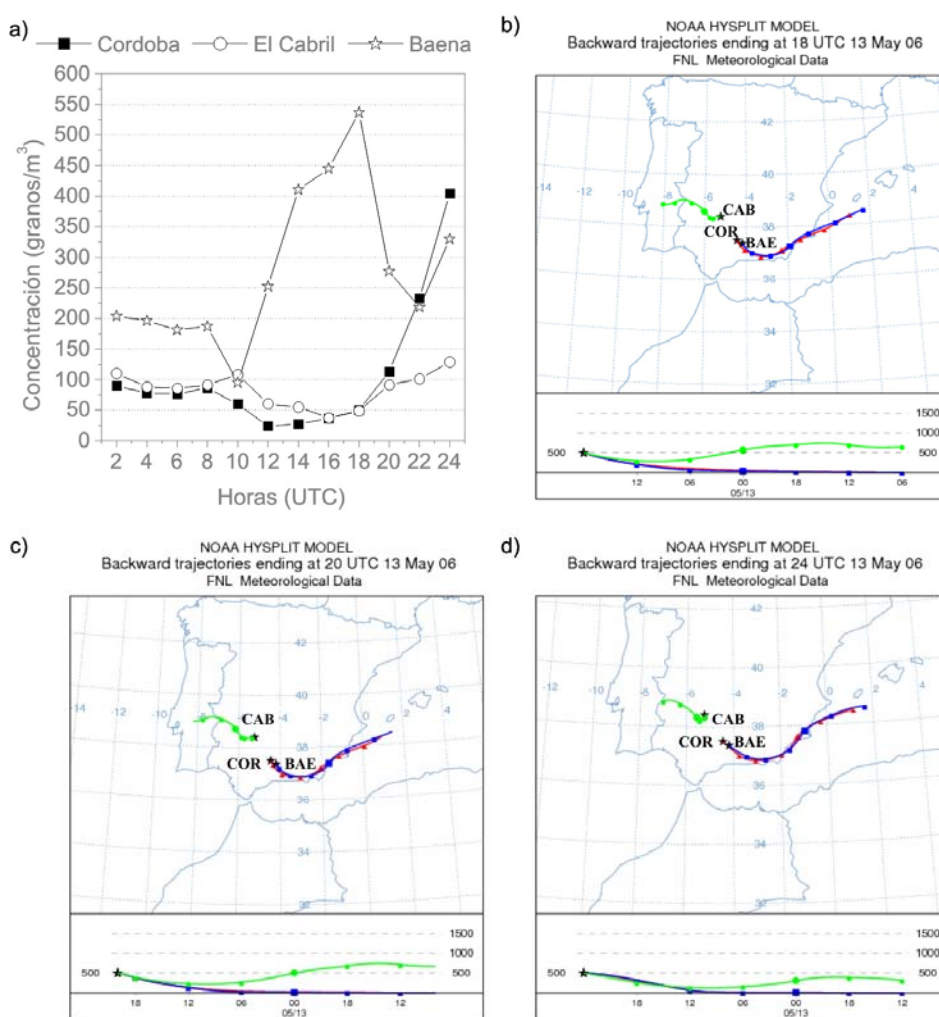


Figura 7.5. a) Evolución bi-horaria de las concentraciones de polen de *Olea* en Córdoba, El Cabril y Baena (en promedio de granos de polen por m³ de aire), y conjunto de retrotrayectorias de 36-h a una altura final de 500 m, a las b) 04:00, c) 16:00, y d) 20:00 UTC del 1 de mayo de 2006 sobre Córdoba (COR), El Cabril (CAB) y Baena (BAE).

Este desplazamiento de masas de aire ha permitido interpretar que las concentraciones registradas en la ciudad de Córdoba durante esta jornada (1.178 gr m⁻³), con un intenso pico de concentración de polen a partir de las 18:00 UTC, el cual está fuera del periodo definido de altas concentraciones, estarían atribuidas a un transporte regional desde las zonas de emisión de polen de *Olea* situadas al sur de la provincia.

Esta hipótesis se ha confirmado tanto al estudiar el desplazamiento de masas de aire como por la evolución bihoraria del polen que se registra en la estación de Baena. En este periodo de tiempo los olivares de Baena se encuentran en periodo de floración, alcanzándose un valor diario de 2.874 gr m^{-3} durante esta misma jornada del 13 de mayo, registrándose un marcado incremento de las concentraciones de 12:00 a 20:00 UTC, siendo éste anterior al registrado en la ciudad de Córdoba. Este episodio de alta concentración de polen podría estar asociado a fenómenos de transporte regional desde las regiones del sur de la provincia.

Un segundo patrón de transporte se encuentra asociado a la influencia de condiciones atmosféricas que potencian la llegada de flujos sinópticos intensos y continuos del oeste sobre toda la provincia (figura 7.4b). Estos episodios son bastante menos frecuentes que el anterior, habiéndose observado sólo en dos de los periodos analizados. En estas jornadas el régimen de vientos en cada uno de los emplazamientos es similar, limitando el desarrollo de fenómenos de transporte al ser este tipo de flujos más favorables a fenómenos de dispersión. Las altas concentraciones de pólenes de *Olea* en la provincia se deben a la llegada de masas de aire “aisladas” con niveles elevados de polen, que pueden barrer las regiones fuente a lo largo de su recorrido.

Como ejemplo de episodio, bajo esta configuración sinóptica, la figura 7.6 muestra los resultados obtenidos el 30 de mayo de 2007, durante el cual se produjeron las concentraciones más elevadas en las estaciones localizadas en el sur, con 3.044 gr m^{-3} en Priego de Córdoba y los 1.497 gr m^{-3} en Baena, con un aumento brusco y repentino durante la tarde frente a la escasa concentración diaria de El Cabril (478 gr m^{-3}) y Córdoba (51 gr m^{-3}).

La configuración sinóptica sobre la Península Ibérica durante esta jornada estuvo marcada por la presencia de una célula de bajas presiones al oeste, sobre el océano Atlántico, que junto a la posición al sur del anticiclón de las Azores permite la creación de un pasillo de vientos del oeste durante toda la jornada, tal y como muestran el conjunto de retrotrayectorias calculadas (figura 7.6 b-c). Esta configuración sinóptica es coherente con la clasificación realizada en el capítulo 4 de aquellas favorables a la advección de flujos del oeste sobre la Península Ibérica.

Teniendo en cuenta el régimen de vientos dominante durante esta jornada, el marcado aumento de la concentración de polen registrada en Priego de Córdoba a las 16:00 UTC podría haber sido causado por la llegada de masas de aire con elevada carga de polen de *Olea*. Éstas procederían del entorno de Baena, ya que se observa también un pico de

concentración en la misma franja horaria y estarían influenciadas en su tránsito por el aporte de fuentes locales, al coincidir con el periodo de floración.

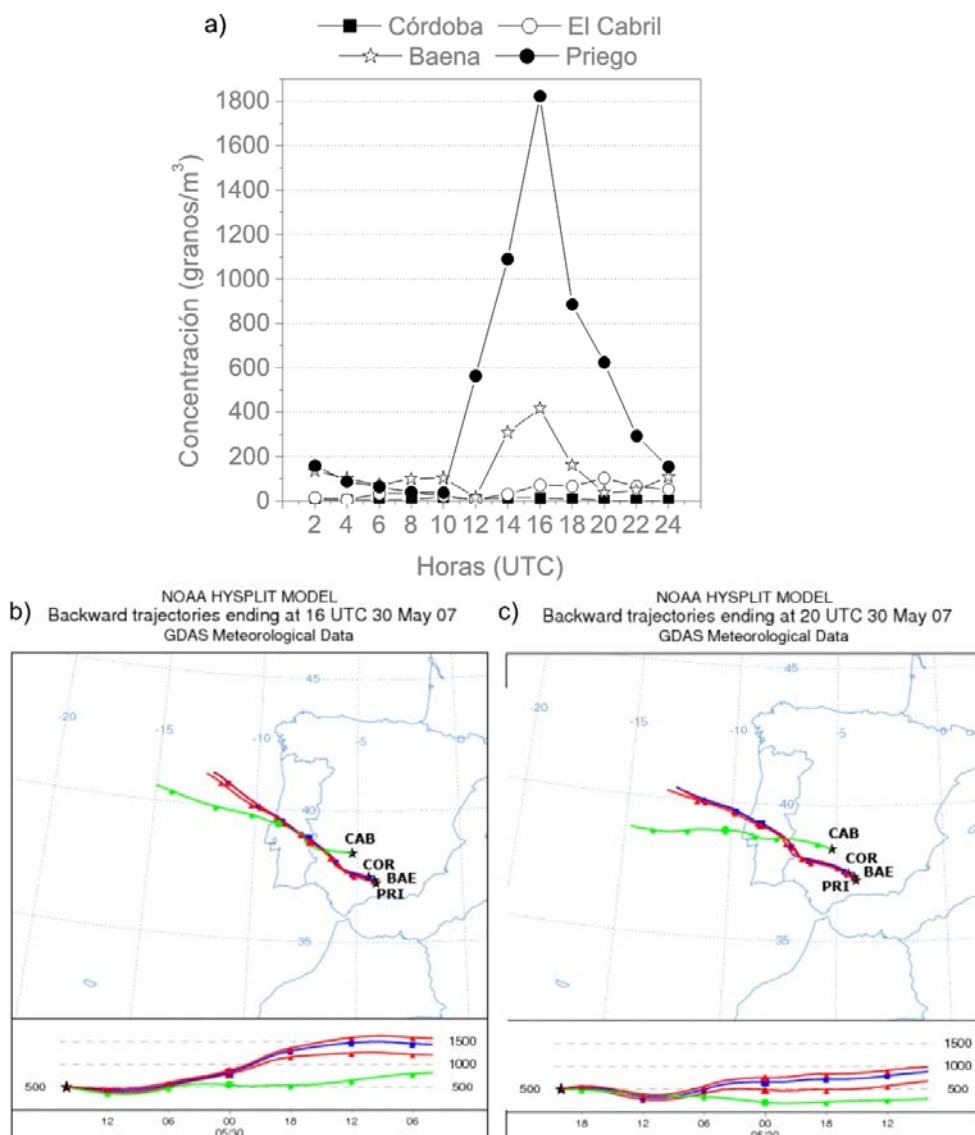


Figura 7.6. a) Evolución bi-horaria de las concentraciones de polen de *Olea* en Córdoba, El Cabil, Baena y Priego de Córdoba (en promedio de granos de polen por m³ de aire), y conjunto de retrotrayectorias de 36-h a una altura final de 500 m, a las b) 16:00, y c) 20:00 UTC del 30 de mayo de 2007 sobre Córdoba (COR), El Cabil (CAB), Baena (BAE) y Priego de Córdoba (PRI).

Teniendo en cuenta el régimen de vientos dominante durante esta jornada, el marcado aumento de la concentración de polen registrada en Priego de Córdoba a las 16:00 UTC podría haber sido causado por la llegada de masas de aire con elevada carga de polen de *Olea*. Éstas procederían del entorno de Baena, ya que se observa también un pico de concentración en la misma franja horaria y estarían influenciadas en su tránsito por el aporte de fuentes locales, al coincidir con el periodo de floración.

El incremento observado en estación de El Cabril a partir de las 20:00 UTC estaría motivado por la continua llegada de masas de aire que han barrido previamente regiones de emisión de polen de *Olea* situadas fuera de la provincia. De esta manera, no se establecería ningún tipo de transporte de sur a norte de la provincia, ya que, como se observa en la evolución intradiaria de la ciudad de Córdoba, ésta permaneció durante toda la jornada en unos valores muy bajos.

7.2.2. Determinación de las posibles fuentes de polen de *Quercus* en la ciudad de Córdoba (sur de España) mediante análisis de retrotrayectorias.

La vegetación natural característica de Andalucía se compone esencialmente de bosque mediterráneo y dehesas, donde distintas especies de *Quercus* juegan un papel principal. Existe una amplia variedad de especies de *Quercus* en Andalucía, como son el alcornoque (*Quercus suber* L.), la coscoja (*Quercus coccifera* L.), el quejigo (*Quercus faginea* L.) y la encina (*Quercus ilex* subsp. *ballota* (Desf. Samp), siendo esta última la que cuenta con una mayor presencia en la zona de estudio. Dado que las distintas especies de *Quercus* presentan un tipo de grano de polen estenopalino, es decir, morfológicamente similar, no es posible distinguir estos granos de polen por sus características morfológicas, por lo que, se cuenta con un único tipo polínico que representa a las distintas especies del género *Quercus*. Por su alta densidad espacial el polen de *Quercus* en el aire es detectado en grandes cantidades (García-Mozo et al., 2002, 2008), siendo la encina la especie de *Quercus* que se señala como uno de los principales contribuyentes al espectro estacional de concentraciones de pólenes registradas a lo largo de Andalucía (Gómez-Casero et al., 2004, 2007).

La provincia de Córdoba presenta una distribución espacial de la población de *Quercus* (figura 7.7) caracterizada por la presencia de un mayor número de fuentes al norte, en Sierra Morena, mientras que en la región central del valle del Guadalquivir y en la sur, tanto la campiña como la Sierra Subbética, la presencia de este tipo de vegetación es prácticamente nula. En la ciudad de Córdoba, anteriores estudios fenológicos ponen de manifiesto que aquellas poblaciones localizadas en el entorno de Sierra Morena y próximas a la ciudad son las que más contribuyen a la curva de la estación polínica de *Quercus* registradas en los diferentes captadores de la provincia.

La evolución de las concentraciones de polen en el aire de *Quercus* en la ciudad de Córdoba presenta, por lo general, elevados valores que no siempre corresponden con el

periodo de floración de las diferentes especies (Gómez-Casero et al., 2007). Por lo tanto es razonable suponer que un porcentaje del polen de *Quercus* registrado en la ciudad de Córdoba puede estar asociado al transporte regional o de larga distancia desde fuentes situadas al norte de la provincia donde se encuentran las principales poblaciones de *Quercus*.

Por este motivo el objetivo principal del presente estudio ha sido la identificación del origen potencial del contenido de polen de *Quercus* en el aire de la ciudad de Córdoba. Para ello se ha recurrido al cálculo y análisis de las retrotrayectorias y las concentraciones diarias de polen de *Quercus* registradas durante el periodo de marzo a junio de 2006-2008, permitiendo obtener una clasificación de las masas de aire incidentes sobre la ciudad de Córdoba durante este periodo, así como la relación existente entre cada una de las tipologías identificadas y el polen.

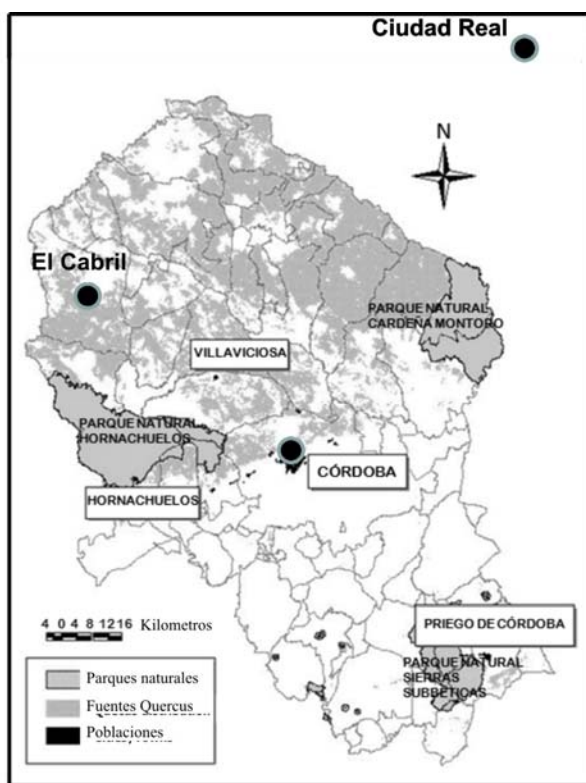


Figura 7.7. Localización de emplazamientos de referencia y distribución espacial de fuentes de *Quercus* en la provincia de Córdoba.

Metodología.

Al igual que en el caso del *Olea*, se han utilizado captadores volumétricos tipo Hirst (Hirst, 1952). La toma de muestras y manejo de datos se ha realizado siguiendo el

método estandarizado del Manual de Gestión y Calidad de la REA (Galán et al., 2007). Los datos han sido expresados como media diaria de granos de polen por metro cúbico de aire ofreciendo, al mismo tiempo, información intradiaria a la hora de estudiar determinados episodios seleccionados para este estudio. Así mismo se ha tenido en cuenta el comportamiento fenológico del árbol siguiendo la metodología de Maillard (1975) a través de las distintas fases fenológicas de la floración.

El cálculo de las retrotrayectorias diarias durante el periodo de marzo y junio de 2006-2008 se realizó empleando el modelo HYSPLIT, aplicando la misma metodología que en el capítulo 4 y en la sección anterior. En este caso las retrotrayectorias calculadas han tenido un recorrido previo de 48 horas, con el objetivo de estudiar el transporte regional que pueda influir sobre las concentraciones de *Quercus* en la ciudad de Córdoba. Se determinó como hora de referencia final de cada retrotrayectoria las 15:00 UTC, siendo una hora intermedia del periodo comprendido entre las 12:00 UTC y las 17:00 UTC, en el cual se detecta el mayor número de picos horarios de concentraciones de polen de *Quercus* en la ciudad de Córdoba (Galán et al., 1991; García Morzo et al., 2007).

Resultados y discusión.

La figura 7.8 muestra la curva polínica de *Quercus* durante los meses de marzo a junio correspondientes a los años 2006, 2007 y 2008. Esta comparativa pone de manifiesto la existencia de diferencias significativas en cuanto al Índice Polínico entre los distintos años, definido, en este caso como la suma del total anual de granos de polen de *Quercus*. Se ha observado un progresivo incremento durante este periodo, con 3.893 gr m⁻³ en 2006, 7.616 gr m⁻³ en 2007 y 12.484 gr/m⁻³ en 2008.

Así mismo y respecto a la variación que experimenta la curva de polen de *Quercus* en la ciudad de Córdoba, en 2006 los mayores picos se detectaron principalmente durante el mes de abril, con picos diarios superiores a los 200 gr m⁻³, mientras que en el año 2007 los mayores registros diarios se observaron desde finales de marzo hasta mediados de mayo, con dos picos diarios superiores a 350 gr m⁻³ en mayo. Por el contrario, durante el año 2008 las concentraciones diarias de polen de *Quercus* en Córdoba tuvieron lugar entre marzo y abril con valores diarios superiores a los 400 gr m⁻³ durante algunas jornadas.

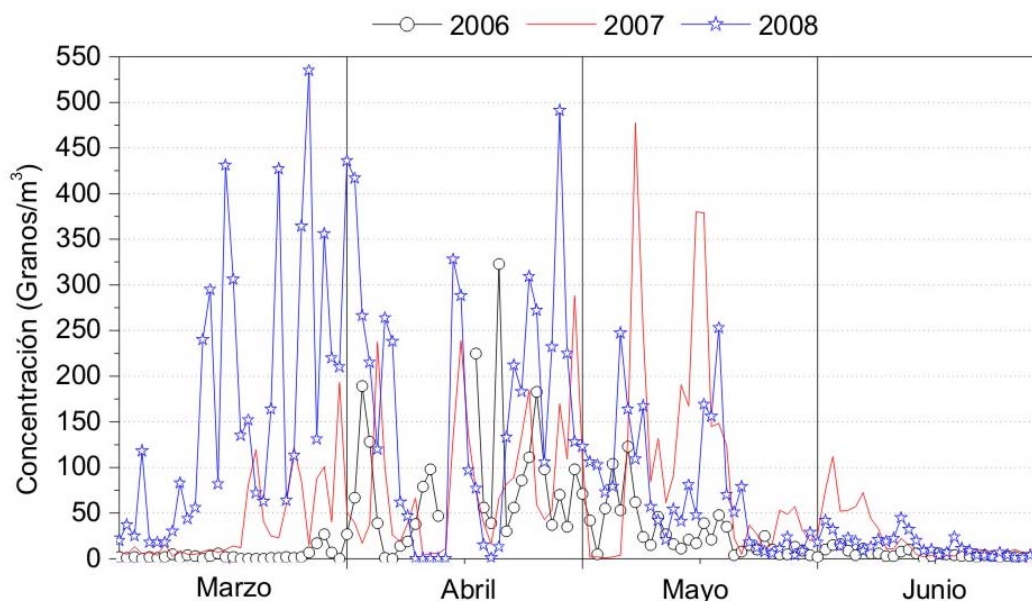


Figura 7.8. Evolución diaria de las concentraciones de polen *Quercus* en la ciudad de Córdoba durante los años 2006, 2007 y 2008.

Se han calculado un total de 337 trayectorias diarias, a las que se aplicaron la técnica cluster, implementada en el modelo HYSPLIT (Capítulo 4), con el objetivo de extraer los principales patrones de comportamiento de masas de aire sobre la ciudad de Córdoba durante el periodo estudiado. Aplicando la misma metodología de selección del número de cluster óptimos, ya expuesta en el capítulo 4, se identificaron seis tipos diferentes de masas de aire. En la figura 7.9 se muestra el desplazamiento horizontal y vertical del centroide (promedio de aquellas retrotrayectorias que conforman el grupo) representativo de cada una de ellas.

Se han obtenido dos tipos de masas de aire procedentes del noroeste diferenciadas entre sí por la distancia recorrida y la velocidad de su desplazamiento. Una de ellas presenta un desplazamiento de mayor distancia, denominándose circulación rápida del noroeste, y la segunda procede de una región más próxima a la Península Ibérica, denominándose circulación lenta del noroeste. Otro tipo de advección identificada denominada como norte, presenta un claro recorrido de norte a sur de la Península Ibérica con origen situado en regiones próximas a las Islas Británicas.

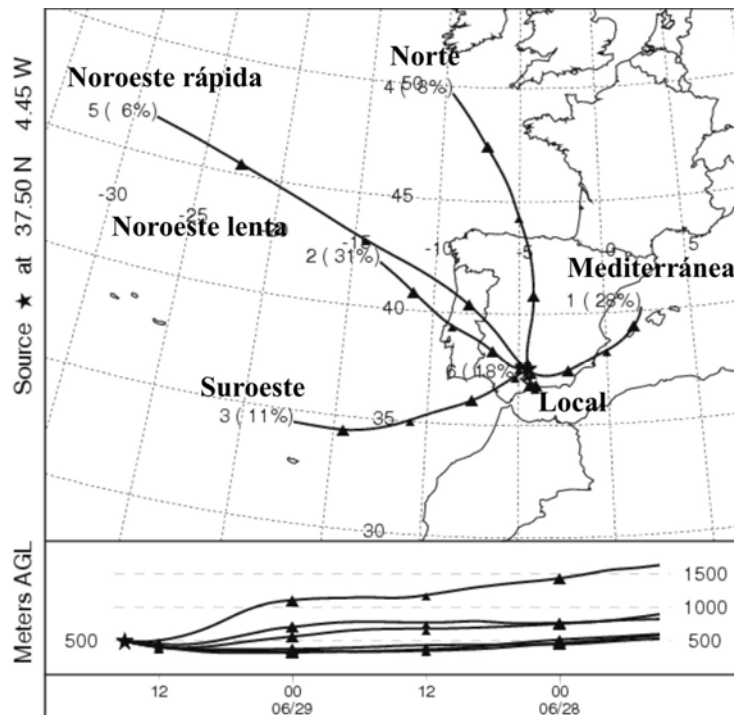


Figura 7.9. Desplazamiento horizontal y vertical de cada una de las seis tipologías de masas de aire identificadas sobre la ciudad de Córdoba durante los meses de marzo a junio del periodo comprendido entre 2007-2009. Los números al inicio de cada trayectoria representan cada uno de los centroides y su porcentaje de ocurrencia durante el periodo de tiempo del que son representativos.

Dos tipologías presentan un desplazamiento a lo largo del eje oeste-este, como son el tipo procedente del Atlántico, denominado como suroeste, y la circulación del Mediterráneo, conocida como Mediterránea. Por último, también se detectó un tipo de masa de aire llamada local, que representa un tipo de circulación de escaso recorrido espacial, desplazándose lentamente en el entorno de la provincia de Córdoba. Cabe destacar como el desplazamiento vertical más elevado correspondió a la denominada como rápida del noroeste, iniciándose en alturas próximas a los 1500 m. Por el contrario, las advecciones más próximas a la superficie son los tipos locales, Mediterránea y del suroeste con alturas de desplazamiento inferiores a los 500 m.

De este conjunto de masas de aire las más frecuentes fueron aquellas procedentes del Mediterráneo y las circulaciones lentas del noroeste, con un 27% y el 31% respectivamente, presentando el resto de circulaciones frecuencias por debajo del 20%, como las locales (18%), del suroeste (11%), del norte (7%) y del tipo rápidas del noroeste.

El estudio de la distribución mensual de cada una de estas frecuencias entre marzo y junio permitió identificar que la circulación mediterránea presenta su máxima ocurrencia durante los meses de abril y junio, mientras que el tipo lenta del noroeste

registra un incremento constante de su frecuencia hasta mayo, para disminuir en junio. Las circulaciones locales y del suroeste registran una frecuencia prácticamente constante durante todos los meses, mientras que la llegada de masas de aire procedentes del norte es más intensa durante marzo y mayo, y la advección de circulaciones rápidas del noroeste se reduce progresivamente de marzo a mayo, no detectándose durante junio.

Una vez identificadas y caracterizada su frecuencia de incidencia sobre Córdoba, la unión entre cada una de las tipologías y sus resultados diarios de polen de *Quercus* asociados reveló la existencia de un fuerte vínculo entre ambos. En este sentido la llegada de masas de aire procedentes del norte y del noroeste están asociadas a las concentraciones diarias más elevadas de este árbol en la ciudad de Córdoba, con más de 90 gr/m^3 , frente a las concentraciones diarias más bajas registradas en la advección de las masas de aire mediterráneas y locales.

Un análisis mensual de esta relación (figura 7.10) muestra que en marzo la llegada de masas de aire del tipo rápidas del noroeste se vincula con los mayores recuentos de polen de *Quercus* sobre la ciudad de Córdoba, acercándose a los 140 gr/m^3 de aire. El resto de trayectorias presentan concentraciones diarias inferiores a los 60 gr/m^3 , siendo mínima la contribución de las advecciones del Mediterráneo y del suroeste. Se puede destacar que las elevadas concentraciones registradas durante el año 2008 en este mes coincidieron con un mayor predominio en la llegada de masas de aire del norte, frente a los años 2006 y 2007, en los cuales la máxima influencia fue de circulaciones del suroeste y del Mediterráneo.

Por el contrario y durante el mes de abril, se produce una mayor variabilidad en la tipología de masas de aire influyentes sobre las concentraciones de polen de *Quercus* en la ciudad de Córdoba. La advección de masas de aire del norte, del tipo lentas del noroeste y del Mediterráneo, están asociadas con valores diarios de concentración superiores a los 120 gr/m^3 , y la circulación local registró valores en torno a los 90 gr/m^3 . Por otra parte, la circulación rápida del Noroeste registró un descenso a valores diarios del orden de 40 gr/m^3 , similar al registrado por las advecciones del suroeste, que con 45 gr/m^3 , alcanzan en este mes su máxima contribución a las concentraciones de *Quercus* en la ciudad de Córdoba.

En mayo se registró de nuevo una mayor influencia sobre las concentraciones asociada a la llegada de masas de aire del norte presentando concentraciones diarias de cerca de 140 gr/m^3 . El resto de circulaciones presentaron valores diarios en el rango de 40 y 60 gr/m^3 , con excepción de la advección del suroeste con 30 gr/m^3 . Por último, en junio, la

relación entre la advección de cualquier tipo de masa de aire y las concentraciones diarias de polen es más débil al coincidir con el final de la floración. Los mayores valores diarios se registraron bajo desplazamientos del norte, con un aporte diario cercano a los 80 gr/m³, mientras que el resto de tipologías se mantuvieron en valores por debajo de los 20 gr/m³.

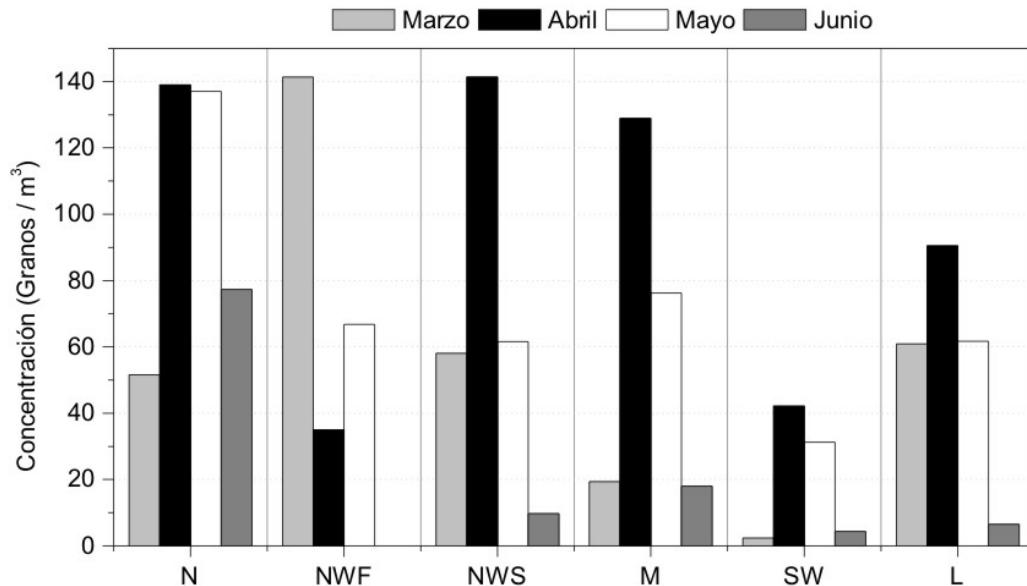


Figura 7.10. Distribución mensual de las concentraciones medias diarias de polen de *Quercus* en la ciudad de Córdoba en función del tipo de masa de aire. Donde N: Norte, NWF: Rápida del noroeste, NWS: Lenta del noroeste, M: Mediterránea, SW: Suroeste, L: Local.

Estos resultados permiten identificar la existencia de dos fuentes de polen de *Quercus* influyentes sobre la ciudad de Córdoba. La más notable es la que se encuentra localizada al norte de la provincia, asociada a la llegada de masas de aire procedentes del norte y noroeste. Una segunda región fuente se ubicaría al sur de Andalucía, en regiones externas a la provincia de Córdoba, siendo el polen transportado por los flujos procedentes del Mediterráneo, canalizados a través de los pasos naturales que se establecen entre el valle del Guadalquivir y la región mediterránea andaluza.

Dada la distancia de estas dos regiones fuente y la ciudad de Córdoba, cada una de ellas puede estar asociada a un tipo diferente de transporte. La influencia de la región fuente del norte estaría vinculada a un transporte regional y la llegada de polen de *Quercus* procedente del sur estaría asociada a un transporte de mayor recorrido de masas de aire. Así mismo, la evolución mensual que muestra la llegada de masas de aire y las concentraciones diarias de polen de *Quercus* sobre la ciudad de Córdoba permiten identificar como la región del norte contribuye durante todo el periodo de estudio, mientras que la influencia de la región del sur ocurre principalmente entre abril y mayo.

7.3. Aplicación del modelo WRF-ARW para la interpretación de las concentraciones de gases.

En esta sección se presenta un ejemplo de aplicación del modelo meteorológico de mesoescala WRF-ARW como herramienta en el análisis de las condiciones meteorológicas, que determinaron el desarrollo de un evento de contaminación atmosférica en el suroeste de la Península Ibérica del 12 al 13 de agosto de 2006 (Adame et al., 2011).

Se entiende por contaminación atmosférica a la presencia en la atmósfera de sustancias en concentraciones que supongan un riesgo para la salud de las personas, la vegetación o el medio ambiente en general. Se puede definir un evento al periodo en el que estas sustancias alcanzan niveles de concentración superiores a los que se definen en la Directiva europea de 2008. En este caso concreto, el evento que ha sido analizado se caracteriza por presentar concentraciones superiores a lo umbrales fijados de ozono superficial y CO, habiéndose producido estas concentraciones durante una serie de horas del día en la que los niveles alcanzados no se corresponden con la evolución típica de ambos gases.

Además de utilizar el modelo para obtener información más detallada sobre la evolución de las condiciones meteorológicas durante el evento, el empleo de estaciones meteorológicas permitirá determinar el grado de fiabilidad del modelo en la reproducción de las mismas, lo cual supuso disponer de un elemento más para establecer la validez de la configuración de trabajo implementada en esta Tesis doctoral.

Metodología.

El evento de contaminación atmosférica en el suroeste de la Península Ibérica fue detectado por una serie de estaciones de calidad del aire ubicadas en la región, tanto en lugares del interior como en la zona de costa. Estas estaciones pertenecen a la Red de Vigilancia y Control de la Calidad del Aire de la Consejería de Medio ambiente de la Junta de Andalucía. Se han utilizado seis estaciones con el objetivo de disponer de una cobertura espacial adecuada y conocer la intensidad del evento a lo largo de la región. La ubicación geográfica de cada una de las estaciones de calidad del aire y meteorológicas empleadas se muestra en la figura 7.11. Se han utilizado datos meteorológicos de viento (dirección y velocidad), temperatura, humedad relativa y presión medidos en las estaciones de El Arenosillo y Jerez durante el evento.

Para profundizar en las condiciones meteorológicas bajo las que se produjo el evento y poder interpretar mejor la información proporcionada por las estaciones experimentales, tanto de calidad del aire, como meteorológicas, se ha utilizado el modelo meteorológico de mesoescala WRF-ARW. El periodo seleccionado para la aplicación del modelo ha sido del 11 al 14 de agosto de 2006, siendo consideradas las primeras 24 horas de “spin-up”.

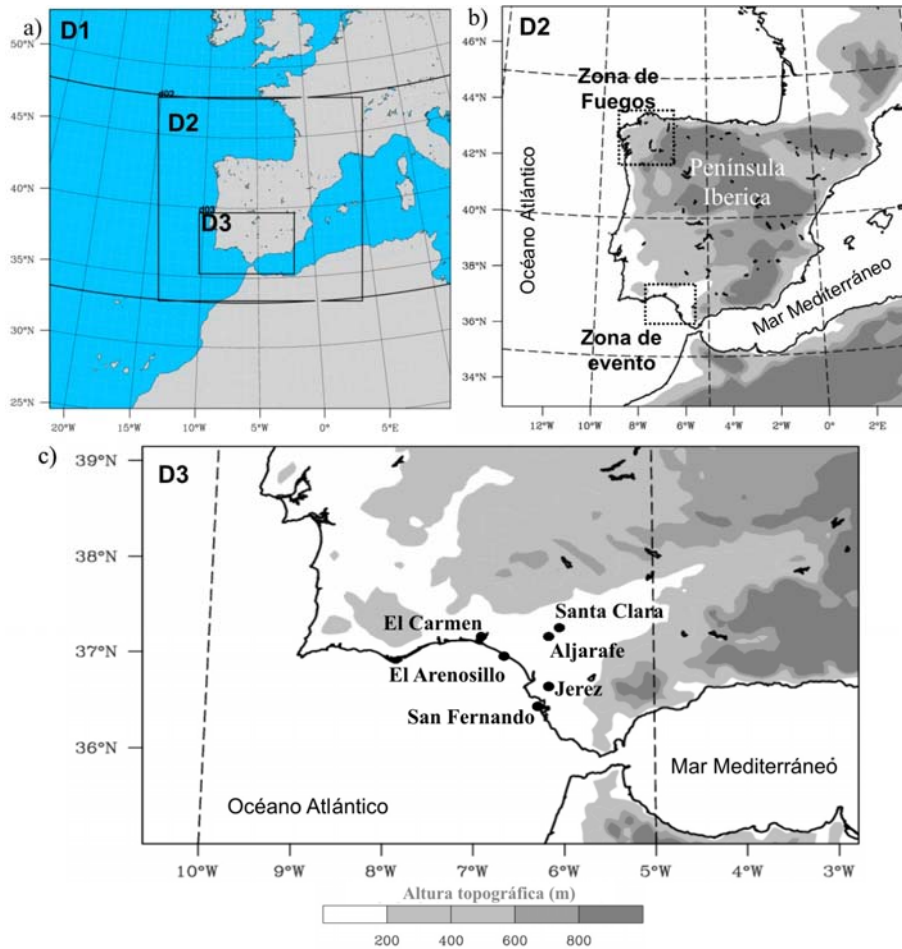


Figura 7.11. a) Área comprendida por cada uno de los tres dominios definidos, b) Zona de fuegos y área de evento en la Península Ibérica y c) localización de las estaciones de calidad del aire y meteorológicas en el suroeste de la Península Ibérica.

Para aplicar el modelo se han definido tres dominios (figura 7.11), centrados todos ellos en la estación de El Arenosillo (37.10 N, 6.70 W), con el objetivo de disponer de información a diferentes escalas meteorológicas. El primero de ellos (D1) posee una resolución espacial de 27 km cubriendo el oeste de Europa y el área comprendida desde las Islas Británicas al norte de África, para poder identificar las condiciones sinópticas influyentes durante el evento. El segundo de los dominios (D2) de 9 km de resolución espacial, abarca la totalidad de la Península Ibérica y sus zonas colindantes, mientras que el último de ellos (D3) con una resolución espacial de 3 km, cubre el suroeste de la Península Ibérica con el objetivo de disponer de una adecuada resolución del área de

estudio y de información precisa sobre las condiciones meteorológicas que en ella se desarrollan.

Como configuración de trabajo del modelo WRF-ARW se han empleado la definida en el capítulo 5 de esta memoria, en la cual se aplicaba la técnica de anidamiento bidireccional, así como la parametrización MRF con un número de Richardson crítico de 0.25 y un coeficiente de proporcionalidad de 0.0 en la representación de la evolución de la ABL.

Descripción del episodio. Concentraciones de ozono y CO.

En el verano de 2006 se produjeron una serie de fuegos en el noroeste de la Península Ibérica, que afectaron principalmente a Galicia y al norte de Portugal. Los fuegos comenzaron el día 2 de agosto y no se extinguieron hasta el día 16 del mismo mes. Dentro de este periodo, el mayor número de fuegos simultáneos tuvieron lugar entre el 7 y el 14 de Agosto. Este periodo de máxima actividad se corresponde con el evento de contaminación atmosférica que se registró en el suroeste de la Península Ibérica del 12 al 13 de agosto.

La figura 7.12 muestra la evolución horaria de las concentraciones de ozono y CO desde el 11 al 14 de agosto de 2006 registradas en cada una de las estaciones de calidad del aire. El día previo al evento, las concentraciones de ozono presentaban un ciclo diario con valores mínimos de $20 \mu\text{g m}^{-3}$, con máximos que superaban ligeramente los $120 \mu\text{g m}^{-3}$ en la zona de costa y que alcanzan valores superiores a los $140 \mu\text{g m}^{-3}$ en las dos estaciones del área de Sevilla. Las concentraciones de CO durante esta etapa previa se caracterizan por registrar un ciclo diario poco marcado y valores que oscilan entre los 200 y $800 \mu\text{g m}^{-3}$ según el emplazamiento de medida.

El inicio del evento de contaminación se detecta a partir de las 17:00 UTC del 12 de agosto, al observarse un ascenso inesperado de las concentraciones de ozono en dos de las estaciones costeras, El Arenosillo y El Carmen. Este progresivo incremento de las concentraciones hace que entre las 18:00 y las 21:00 UTC se superen los $200 \mu\text{g m}^{-3}$ en ambas estaciones, observándose los máximos valores a las 19:00 UTC de 271 y $200 \mu\text{g m}^{-3}$ en El Arenosillo y El Carmen respectivamente. La intensidad de estos valores se manifiesta en que el valor medido en la estación de El Arenosillo es el máximo histórico registrado en ella desde el año 1999.

En las siguientes horas, noche del día 13 de agosto, los valores de ozono disminuyen en estas mismas estaciones, tendiendo a registrar valores normales entre los 85 y $100 \mu\text{g m}^{-3}$. También se produce un incremento de CO en la estación de El Carmen, en horas previas al evento se tiene un valor aproximado de $800 \mu\text{g m}^{-3}$ y desde las 17:00 UTC del

12 de agosto a las 3:00 UTC del 13 de agosto se superan los $1500 \mu\text{g m}^{-3}$, con un pico a las 23:00 de $1870 \mu\text{g m}^{-3}$. Durante el resto del 13 de agosto los valores de CO en El Carmen permanecen en concentraciones superiores a los $1200 \mu\text{g m}^{-3}$.

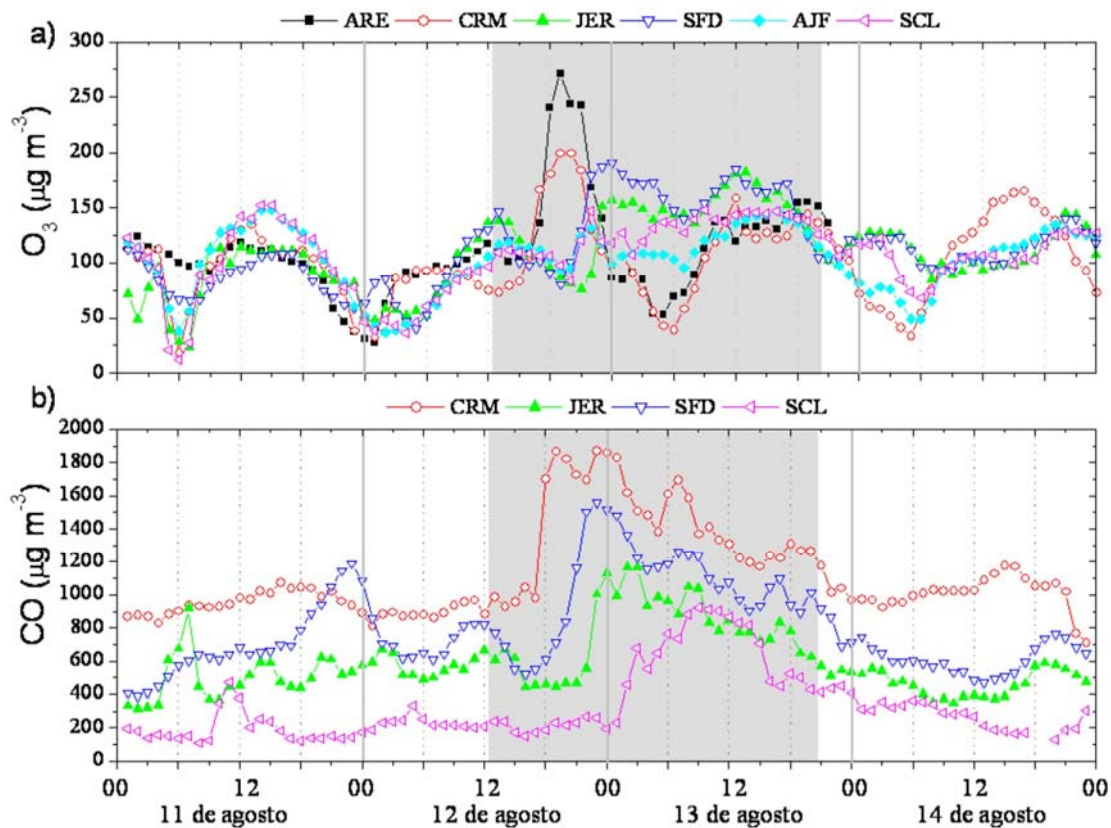


Figura 7.12. Evolución horaria de las concentraciones de ozono superficial y CO en las estaciones de calidad del aire de El Arenosillo (ARE), El Carmen (CRM), Jerez (JER), San Fernando (SFD), Aljarafe (AJF) y Santa Clara (SCL) desde el 11 al 14 de agosto de 2006.

A partir de las 23:00 UTC del 12 de agosto se observa un incremento de las concentraciones de ozono en las estaciones de San Fernando y Jerez, permaneciendo durante toda la noche con valores superiores a los $140 \mu\text{g m}^{-3}$, siendo éstos más altos en la estación costera de San Fernando. Los picos se producen a las 00:00 UTC del día 13 de agosto con valores de 157 y $191 \mu\text{g m}^{-3}$ en Jerez y San Fernando respectivamente. Durante las horas diurnas del 13 de agosto los valores de ozono siguen siendo elevados, por encima de los $150 \mu\text{g m}^{-3}$, con picos que vuelven a superar los $180 \mu\text{g m}^{-3}$ en ambas estaciones a las 12:00 UTC de este mismo día 13 de agosto. A partir de las 19:00 UTC del 13 de agosto los niveles de ozono comienzan a disminuir.

Este incremento en las concentraciones de ozono se observa también en las de CO durante este mismo intervalo horario. Los valores de CO en San Fernando y Jerez se duplican respecto a los medidos en las horas previas, registrándose valores más altos en la estación costera de San Fernando que en la de Jerez. El pico en San Fernando se registró a las 23:00 UTC del 12 de agosto con un valor de $1558 \mu\text{g m}^{-3}$ y en Jerez a las 2:00 UTC del 13 de agosto con un valor de $1167 \mu\text{g m}^{-3}$.

En las dos estaciones suburbanas de Sevilla se produce un ligero incremento de ozono en el período de las 21:00 a las 23:00 UTC del día 12 de agosto, no alcanzando los $150 \mu\text{g m}^{-3}$. En las horas siguientes las concentraciones disminuyen, registrando valores similares a los medidos en la noche previa al evento. Durante el día 13 de agosto las dos estaciones muestran valores de ozono que no superan los $150 \mu\text{g m}^{-3}$, presentando un ciclo muy constante en Santa Clara y más marcado en Aljarafe.

Por tanto, en las dos estaciones de Sevilla no se registró ningún incremento de ozono durante el evento. Sin embargo, este sí fue observado respecto a las concentraciones de CO en la estación de Santa Clara. En las horas previas al evento los valores de CO medidos en esta estación oscilaron entre los 150 y $300 \mu\text{g m}^{-3}$, pero a partir de las 2:00 UTC del 13 de agosto se duplican y se miden valores por encima de los $450 \mu\text{g m}^{-3}$ durante las siguientes 17 horas (hasta las 19:00 UTC del 13) con un pico de $922 \mu\text{g m}^{-3}$ a las 9:00 UTC.

Desde las 22:00 UTC del 13 de agosto se da por finalizado el evento, puesto que se observa un descenso de las concentraciones de O_3 y CO en todas las estaciones analizadas. En la noche del día 14 los valores de ozono oscilan entre 40 y $120 \mu\text{g m}^{-3}$ en San Fernando, El Carmen y Jerez, y entre 56 y $90 \mu\text{g m}^{-3}$ en las dos estaciones de Sevilla. Durante el día 14 las concentraciones de ozono oscilan entre 95 y $160 \mu\text{g m}^{-3}$, con los valores más altos en la estación de El Carmen.

Condiciones meteorológicas.

Las condiciones meteorológicas durante el evento se han analizado con la ayuda de mapas sinópticos, tanto en superficie como en altura y de las observaciones meteorológicas en superficie (velocidad y dirección del viento, temperatura potencial y humedad específica) registradas en las estaciones de El Arenosillo y Jerez (figura 7.13). Además también se ha empleado el modelo meteorológico de mesoescala WRF-ARW para profundizar en el conocimiento de las condiciones meteorológicas que motivaron este evento de contaminación atmosférica.

Durante el periodo previo al evento, la meteorología sinóptica presentaba la influencia de un anticiclón atlántico ubicado al norte de la Península Ibérica, frente a las costas francesas y sur de las Islas Británicas y un centro de bajas presiones al norte de las Islas Británicas. Además, sobre la región mesetaria de la Península Ibérica se desarrolló la denominada baja térmica ibérica centrada en el oeste, típica en los meses de verano (Millán et al., 1996), mientras que en el norte de África se encuentra situado un centro de altas presiones.

Esta configuración se refleja en superficie en la entrada de vientos procedentes del tercer cuadrante sobre el suroeste de la Península Ibérica. En superficie, la velocidad del viento presenta un ciclo diario con máximos oscilando entre los 4 y 6 m s⁻¹. La temperatura también muestra un ciclo diario, con mayor amplitud en la estación interior (Jerez) que en la costa (El Arenosillo), con máximos entre 27 y 30 °C. La humedad específica muestra valores que oscilan entre los 14-16 g kg⁻¹ en la costa y más bajos en el interior.

Durante el día 12 de agosto se produce el desplazamiento del centro de altas presiones ubicado en el norte de África hacia el este y, como consecuencia, el movimiento desde el oeste al sureste de la Península Ibérica de la baja térmica ibérica. Estas nuevas condiciones sinópticas favorecen la llegada de las masas de aire procedentes del noroeste sobre el suroeste de la Península Ibérica, región del evento. Por tanto las masas de aire proceden de la zona de los fuegos pudieran transportar las sustancias emitidas en los mismos.

A nivel de superficie, en la estación costera se observa un giro del viento desde el sur hacia el norte (concretamente durante el período de las 00:00 a las 07:00 UTC del día 13 de agosto). Sin embargo, en la estación interior este cambio de dirección no se observa. Bajo estas nuevas condiciones meteorológicas la temperatura disminuye respecto a días previos, siendo más acusado el registrado en El Arenosillo el día 13 de agosto con valores mínimos de 15 °C cuando el día previo se registraron mínimas de 20 °C. También se produce una disminución de la humedad específica en esta misma estación costera, mientras que en la estación interior de Jerez la humedad se mantiene en valores similares a los medidos previamente al evento.

Estos resultados señalan que en las últimas horas del día 12 de agosto se produjo un cambio en las condiciones atmosféricas, pasándose a la entrada de masas de aire procedente del noroeste más seca y fría que barrieron la zona durante las siguientes 8-10 horas.

Durante el día 13 la meteorología sinóptica apenas se modifica, pero se vuelve a desarrollar la baja térmica ibérica en el centro de la Península Ibérica, favoreciendo que el viento sobre la región del evento vuelva a soplar de nuevo desde el sur, tanto en la costa como en el interior, y por tanto, provocando la finalización del evento por contaminación. Durante esta fase posterior se ha observado que las masas de aire que llegan a la zona de estudio, a pesar de su procedencia del noroeste, presentan un mayor recorrido Atlántico entrando por el Golfo de Cádiz y no por el NW de la provincia de Huelva como ocurría durante el evento.

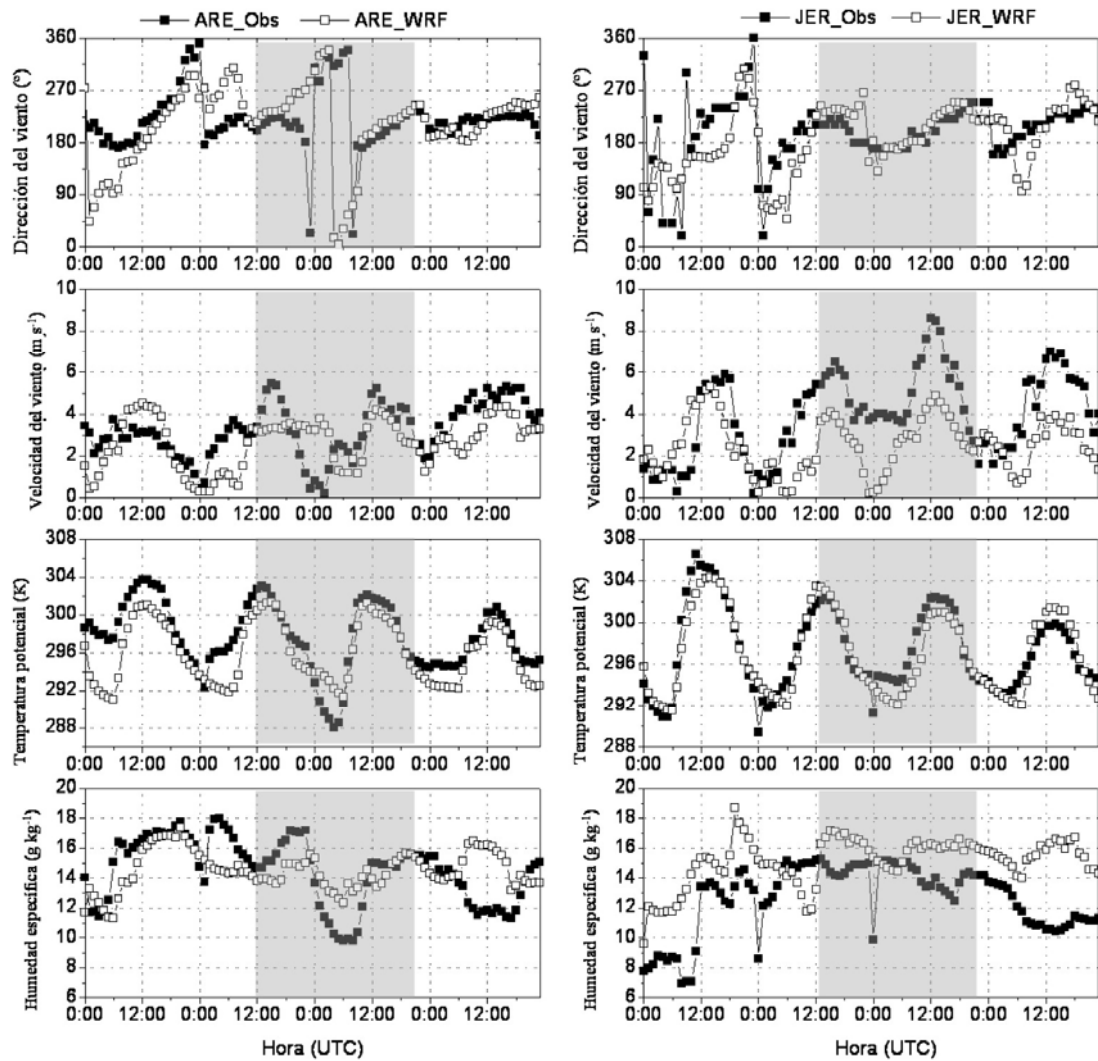


Figura 7.13. Evolución horaria de la dirección y velocidad del viento, temperatura potencial y humedad específica observada (Obs) y simulada para el dominio más pequeño (WRF) con el modelo WRF-ARW sobre el El Arenosillo (ARE) y Jerez (JER) durante el periodo del 11 al 14 de agosto de 2006.

La velocidad del viento en la costa es similar a la del día interior pero en el interior la velocidad se intensifica, como se puede observar en los registros de la estación de Jerez. Las temperaturas después del evento presentan valores similares aunque el día 14 se observa un descenso de los valores máximos. La humedad específica en la estación interior se mantiene constante y en la costera de El Arenosillo se observa un incremento después del evento, registrándose valores similares a los observados días previos.

Como ejercicio comparativo la figura 7.13 muestra la evolución horaria de las variables meteorológicas, tanto experimentales como las simuladas por el modelo en el dominio más pequeño (D3) con una resolución espacial de 3 km.

Los valores simulados de la dirección del viento son muy similares a los observados, recogiendo el cambio que se produce en la dirección de El Arenosillo durante la ocurrencia del evento. Los valores de velocidad son subestimados tanto en la estación

costera como en la interior, registrándose mejor la variación de este parámetro en la estación interior que en la costera, aunque las diferencias de los valores son mayores. El modelo WRF en áreas costeras presenta mayores dificultades por las transiciones que se producen en tierra-mar, sin embargo, en áreas continentales las simulaciones son más aproximadas a las observaciones al igual que se ha observado en la simulación de los regímenes de brisa marina (Capítulo 6).

La evolución de los datos horarios de la temperatura potencial presenta una variación y unos valores muy similares a las observaciones experimentales, tanto en los datos de la estación costera, como en la interior. De los parámetros meteorológicos comparados la humedad específica es la que presenta los peores resultados. No presenta una tendencia clara a subestimar o sobrestimar a las observaciones experimentales. Hay ciertos periodos que recoge la variación mostrada por las observaciones e incluso los valores simulados presentan la disminución de esta variable producida durante el evento en El Arenosillo, aunque los valores no coinciden con las observaciones.

Este conjunto de resultados en dos estaciones meteorológicas, una costera y otra interior, indican que, aunque con ciertas diferencias, el modelo WRF es capaz de reproducir las condiciones meteorológicas de la región de estudio durante el evento analizado.

Con objeto de profundizar en las condiciones meteorológicas que originaron el evento de calidad del aire en el suroeste de la Península Ibérica, en la figura 7.14 se muestra el campo de viento y humedad específica en superficie simulado con el modelo WRF-ARW y obtenido para el dominio más pequeño (resolución de 3 km).

A partir de las 12:00 UTC del 12 de agosto (figura 7.14a) se comienza a observar en los mapas de campos de viento, en la mitad sur de Portugal, un flujo desde el noroeste procedente del Océano Atlántico. A estas horas este flujo no alcanza el norte de la provincia de Huelva debido al bloqueo que producen los flujos marítimos del suroeste. Durante las siguientes horas este flujo desde el noroeste se va aproximando a la zona de estudio, hasta que entre las 19:00 y 21:00 UTC ha alcanzado la ciudad de Huelva y el área de El Arenosillo, como se puede observar en el mapa de las 21:00 UTC (figura 7.14b).

La llegada de esta masa de aire se detecta en las observaciones meteorológicas de superficie de El Arenosillo, con un cambio en la dirección de sur a noroeste y un descenso de la velocidad del viento, temperatura potencial y humedad específica. Se puede observar en el campo de humedad simulado como esta masa de aire del noroeste es ligeramente más seca que la Atlántica que circula desde el Océano hacia el interior del valle. La llegada de esta masa de aire está asociada al incremento en los niveles de ozono y CO que se registran a estas horas en El Carmen y El Arenosillo.

Sin embargo, ni las estaciones de San Fernando y Jerez ubicadas más al sur, ni las urbanas de Sevilla se han visto todavía afectadas, al continuar soplando un flujo del sur-suroeste, tal y como se registró en la estación de Jerez. Además los valores de las sustancias contaminantes analizadas no registran incrementos que puedan asociarse a este evento.

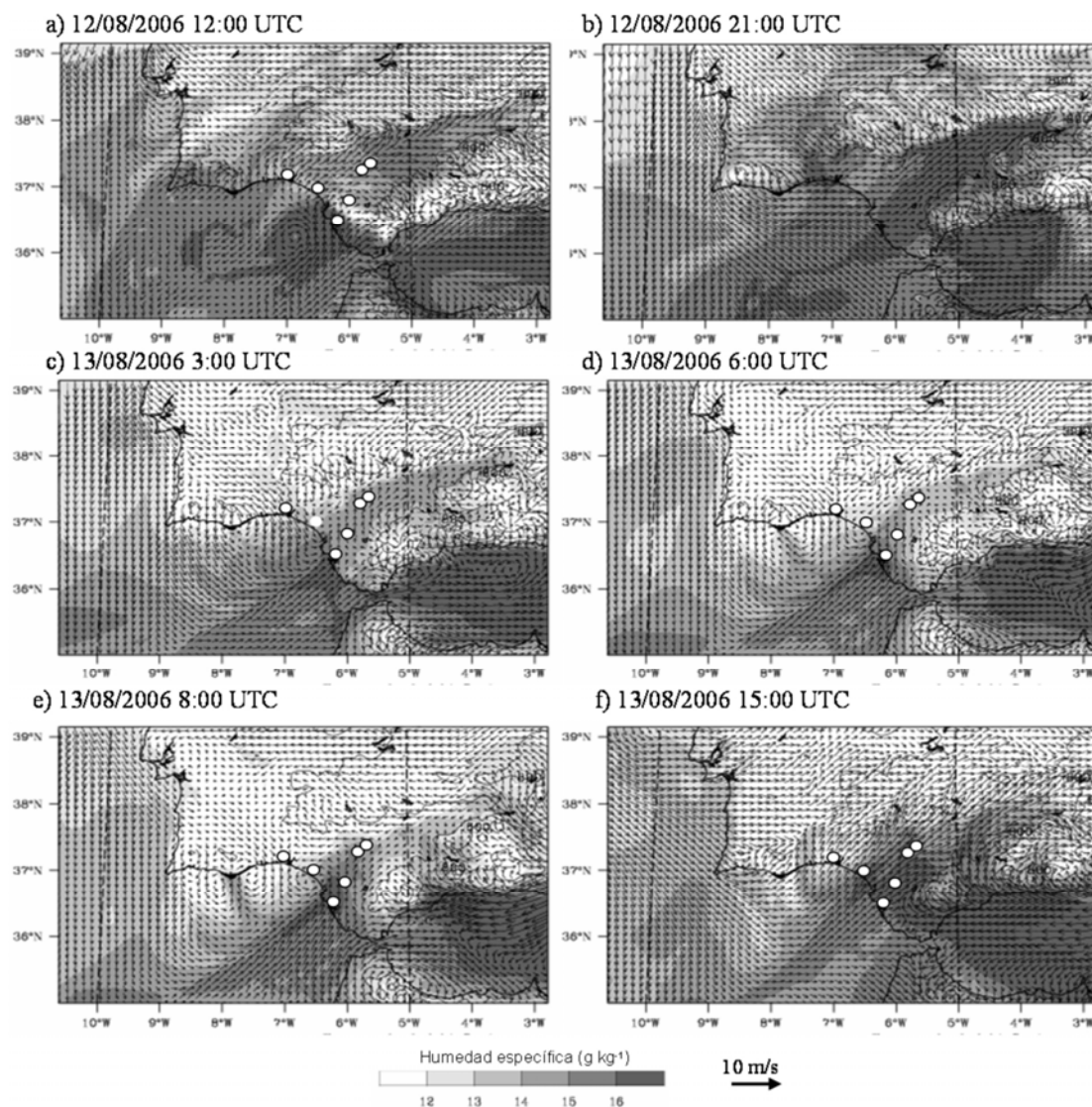


Figura 7.14. Campo de viento y de humedad específica en superficie simulados para el dominio más pequeño, D3, durante la jornada del 12/08/2006 a las a) 12:00 UTC, b) 21:00 UTC y la jornada del 13/08/2006 a las c) 03:00 UTC, d) 06:00 UTC, e) 08:00 UTC, f) 15:00 UTC.

Durante las primeras horas del día 13, aunque con menor velocidad, la masa de aire procedente del NW y cargada con sustancias contaminantes, se sigue desplazando paralela a la costa del golfo de Cádiz (figuras 7.14 c-d). Este descenso coincide con incrementos de ozono y CO en las estaciones de Jerez y San Fernando. Esta última estación estuvo más afectada, puesto que el flujo viaja paralelo a la línea de costa, extendiéndose aproximadamente unos 40-50 km hacia el interior. El área urbana de Sevilla no se vio afectada por ella e incluso durante la noche del 13 de agosto se

observan flujos muy débiles desde el NE, es decir en dirección valle abajo. Estos flujos no asociados al evento del fuego, provocaron el incremento de CO medido en la estación de Santa Clara a esa hora, pudiendo estar asociado a estos flujos recirculatorios (durante el día soplaban desde el SW) que traen una masa de aire con CO envejecido del día anterior.

Entre las 6:00 y las 11:00 horas del 13 de agosto se desarrolla una célula ciclónica en la línea de costa (figura 7.14e). Este fenómeno afecta a las estaciones costeras y produce a una escala muy local un proceso recirculatorio en la que la masa de aire que había estado trasladándose desde el noroeste ahora cambia de dirección y sopla desde el sureste. Debido a ello se observa, a esta hora en El Arenosillo, viento procedente del segundo cuadrante y un incremento en las concentraciones de CO en El Carmen y San Fernando.

A partir de las 12:00 UTC del 13 de agosto la velocidad de los flujos se incrementa y el viento sopla desde el Atlántico con dirección sur-suroeste, como se puede observar en la figura 7.14f. Durante este periodo se miden concentraciones de ozono y CO elevadas, principalmente en las estaciones costeras, que estarían asociadas a las concentraciones residuales del evento. Estos flujos marítimos del SW producen un efecto de limpieza atmosférica dispersando hacia el interior del valle las elevadas concentraciones medidas en las horas previas, obteniéndose a partir de las 18:00 UTC una tendencia decreciente de las concentraciones en aquellas estaciones afectadas por el evento, y por tanto, determinando el fin del mismo.

7.4. Conclusiones.

Los resultados obtenidos en este capítulo han permitido determinar la validez de los modelos HSYPLIT y WRF-ARW en el análisis de las condiciones meteorológicas que determinan el comportamiento en la atmósfera tanto del material particulado como el gaseoso.

En el primero de los estudios, el análisis combinado de una serie de episodios de alta concentración de *olea* en la provincia de Córdoba y retrotrayectorias ha permitido identificar que estas concentraciones se encuentra asociadas a dos tipos de desplazamientos de masas de aire en esta zona. El más frecuente está asociado a un desplazamiento de sur a norte de la provincia, barriendo las regiones fuente de polen de *olea* que se encuentran al sur y transportándolas hacia las regiones centrales. Mientras que, un segundo patrón menos frecuente, está vinculado a la llegada de flujos sinópticos del oeste, los cuales limitan el desarrollo de fenómenos de transporte, al ser este tipo de flujos más favorables a fenómenos de dispersión. Las altas concentraciones de pólenes

de *Olea* en la provincia se deben a la llegada de masas de aire “aisladas” con niveles elevados de polen que pueden barrer las regiones fuente a lo largo de su recorrido.

Por otra parte, la relación entre masas de aire y las concentraciones de *Quercus* en la ciudad de Córdoba ha permitido identificar el origen potencial de estas concentraciones. La más notable es la que se encuentra localizada al norte de la provincia, asociada al tránsito de masas de aire procedentes del norte y noroeste, mientras que una segunda región fuente de polen de *Quercus* se encuentra localizada al sur de Andalucía, en regiones externas a la provincia de Córdoba, siendo el polen transportado por los flujos procedentes del Mediterráneo, canalizados a través de los pasos naturales que se establecen entre el valle del Guadalquivir y la región mediterránea andaluza.

Por último, el empleo del modelo WRF-ARW ha permitido determinar las condiciones meteorológicas que favorecieron altas concentraciones de ozono superficial y CO en el entorno costero de Andalucía occidental entre el 12 y 13 de agosto de 2006. Su aplicación ha posibilitado justificar la variabilidad espacial y temporal que han experimentado las concentraciones de O₃ y CO registradas en esta zona, determinando las condiciones meteorológicas que han limitado su intrusión hacia el interior de la región y el confinamiento de las altas concentraciones en el entorno costero.

CAPÍTULO 8

CONCLUSIONES Y FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN

8.1. Introducción.

Este último capítulo se presenta las conclusiones más relevantes obtenidas en esta tesis doctoral y se exponen las principales líneas de investigación que han quedado abiertas y que podrían abordarse en un futuro con objeto de continuar y/o completar el trabajo realizado.

8.2. Conclusiones.

- El análisis de las series temporales de dirección y velocidad del viento ha permitido seleccionar 35 estaciones meteorológicas representativas del área de Andalucía occidental. Se han definido cinco zonas con un régimen de viento distinto: valle del Guadalquivir, Sierra Morena, Sistema Bético, zona occidental del Huelva y estrecho de Gibraltar. Los registros de temperatura y humedad relativa han mostrado una escasa variación térmica y una mayor variabilidad en la humedad, presentando ambas una marcada evolución anual sobre la región.
- Se ha realizado un estudio para conocer las características y el tipo de masas de aire que circulan por la región de estudio. Se ha utilizado el modelo HYSPLIT para el cálculo de retrotrayectorias. Se han identificado un total de ocho regiones de procedencia y 13 tipos diferentes de masas de aire sobre el suroeste de la Península Ibérica. Se ha encontrado una variabilidad estacional y una clara dependencia con la altura. Las masas de aire presentan una mayor homogeneidad térmica y de contenido de humedad durante el periodo cálido que en el frío. Se han definido una serie de escenarios meteorológicos asociados a cada uno de los tipos de masas de aire identificados.
- Este trabajo ha relevado la importancia del valle del Guadalquivir como canal natural de transporte de masas de aire desde regiones costeras hasta zonas del interior de Andalucía.
- Con el objeto de profundizar en el conocimiento de los escenarios meteorológicos típicos, se ha utilizado un modelo meteorológico de mesoescala, Weather Research and Forecast (WRF-ARW). Se han realizado estudios de sensibilidad de este modelo, a partir de los cuales se ha definido y validado una configuración de trabajo óptima para la región de estudio. En ella se utiliza la técnica bidireccional en la resolución de los dominios y la parametrización MRF, con modificaciones en el

número de Richardson crítico y en el coeficiente de proporcionalidad para la representación de la evolución de la ABL.

- Gracias a los resultados obtenidos con el modelo WRF se ha conocido la existencia de las rutas de transporte que se establecen entre el valle del Guadalquivir y el Mediterráneo a través de valles perpendiculares, actuando como canales naturales de tránsito de masas de aire entre ambos. Estos flujos del mediterráneo se han revelado como limitantes en el desarrollo de la brisa pura a lo largo del valle del Guadalquivir.
- Se ha simulado con el modelo WRF los dos escenarios meteorológicos más frecuentes de Andalucía occidental, flujos del suroeste y régimen de brisas. En general el modelo simula de manera adecuada la dirección del viento, mientras que tiende a sobrestimar la velocidad. Las simulaciones presentan una subestimación de la temperatura potencial y una mayor aproximación a los registros de humedad específica.
- La simulación de la advección de flujos del suroeste sobre Andalucía occidental ha mostrado la homogeneidad en la entrada de vientos marítimos del suroeste en superficie y la existencia de un elevado grado de acoplamiento entre los diferentes niveles verticales de la baja troposfera. Esta entrada permite que el valle del Guadalquivir permanezca en niveles altos de humedad a lo largo del día. Los estudios han revelado un comportamiento similar de la ABL bajo este escenario meteorológico, formándose la capa de mezcla aproximadamente entre las 9:00 UTC y las 19:00 UTC con una altura máxima en torno a los 1600 m durante el periodo cálido y entre las 11:00 UTC y 16:00 UTC en el periodo frío con una altura máxima en torno a los 1000 m.
- Las simulaciones de la brisa pura y no pura identificadas en el entorno costero de Andalucía occidental han permitido determinar el escaso desarrollo espacial de ambas circulaciones entre los 30 y 50 km tierra adentro. El análisis vertical de su evolución ha mostrado su escaso desarrollo vertical entre los 500 y 1000 m. Por otra parte, y bajo el escenario de brisa pura, la capa de mezcla se desarrolla entre las 9:00-10:00 UTC y las 18:00-19:00 UTC alcanzando una altura máxima variable en torno a los 1200 m en el centro del valle y entre los 1500-1800 m a ambos extremos del valle. Por el contrario, el comportamiento de la ABL durante el escenario de brisa no pura es más homogéneo a lo largo del valle, estableciéndose entre las 8:00-9:00 UTC y las 19:00-20:00 UTC con una altura máxima en torno a los 1400-1600 m. En ambas circulaciones, en la región costera se ha observado el desarrollo de una

capa estable durante la jornada, representativa de la TIBL, manteniéndose la altura de la capa de mezcla por debajo de los 400 m.

- Los resultados obtenidos, puramente meteorológicos, con los modelos HYSPLIT y WRF, tienen aplicación a diferentes campos de la investigación atmosférica. Como ejemplos de la aplicabilidad de los resultados obtenidos, se han realizado dos ejercicios en los que se emplean ambos modelos como herramientas complementarias en el estudio de las concentraciones de pólenes y de un evento de contaminación atmosférica.

8.3. Líneas futuras de investigación.

En la actualidad se están desarrollando diversos estudios que completan el trabajo realizado en esta Tesis. Sin embargo, existen otras cuestiones que podrían abordarse en un futuro con objeto de incrementar el conocimiento que actualmente se posee sobre las condiciones meteorológicas de Andalucía occidental y sobre la aplicación de las herramientas de modelización meteorológica.

El cálculo de retrotrayectorias ha proporcionado información sobre las diferentes tipologías de masas de aire que inciden sobre el suroeste de la Península Ibérica, y ha permitido caracterizar las rutas de transporte de polen de olivo y *Quercus* en la provincia de Córdoba. Sin embargo el empleo de ficheros meteorológicos de baja resolución en su cálculo incorpora incertidumbre para analizar fenómenos a pequeña escala. Por este motivo, se debe profundizar en el uso de ficheros meteorológicos que posean una resolución temporal y espacial adecuada que permitan abordar, mediante el empleo de retrotrayectorias, fenómenos atmosféricos que se desarrollen a menor escala.

En este sentido, una de las futuras líneas de trabajo estaría basada en poder emplear las salidas del modelo WRF-ARW como ficheros meteorológicos de entrada del modelo HYSPLIT, y poder calcular retrotrayectorias a partir de ficheros meteorológicos con una resolución espacial mayor.

El conjunto de estudios de sensibilidad realizados al modelo WRF-ARW ha permitido observar la respuesta del mismo ante variaciones en su configuración de trabajo, posibilitando realizar una serie de modificaciones que han derivado en una mayor aproximación a la realidad meteorológica de Andalucía occidental. No obstante sería recomendable profundizar en el estudio de las parametrizaciones implementadas en el

modelo, con objeto de conseguir una mayor aproximación a las condiciones meteorológicas.

En esta Tesis se ha analizado la respuesta del modelo bajo los dos escenarios meteorológicos más frecuentes sobre Andalucía occidental, por este motivo sería necesario continuar analizando el comportamiento del modelo bajo otros tipos de configuraciones sinópticas. Entre estos posibles estudios se encontraría el análisis de las condiciones meteorológicas asociadas a la advección de flujos del norte o a la llegada de intrusiones saharianas.

Además, este trabajo ha permitido establecer la conexión que se establece entre la región mediterránea y el valle del Guadalquivir a través de los valles perpendiculares. Esta ruta de transporte se ha identificado por primera vez, por lo que, por lo que en futuros estudios se podría profundizar en las condiciones meteorológicas favorables a su desarrollo y determinar su posible vinculación con el transporte de contaminantes en la región.

8.1. Introduction.

This final chapter presents the most relevant conclusions obtained in this Thesis, as well as it sets out the main lines of the researches, which have remained open and could be done in future to continue or complete the work begun with this Thesis.

8.2. Conclusions.

- The analysis of the wind time series has allowed to reduce to 35 the number of monitoring weather stations representatives of western Andalusia. Taking this set of stations, five areas have been defined with different wind regime; Guadalquivir valley, Sierra Morena, Betic mountain system, west of Huelva and Strait of Gibraltar. The study of the temperature and relative humidity records has shown little temperature variation and a greater variability in moisture, presenting both a marked annual evolution in the region.
- A study to determine the characteristics and the types of air masses over the study region has been performed. With this objective, the HYSPLIT model has been used for the calculation of the set of back-trajectories. A total of eight origins and thirteen types of air masses over the southwestern Iberian Peninsula have been identified. A clear seasonal variability and a great dependence with height have been detected. Air masses have similar thermal and moisture properties during the warm period as in the cold. A set of meteorological scenarios associated with each type of air masses identified has been identified.
- This work has allowed to point out the importance of the Guadalquivir valley as a natural channel of air masses from coastal regions to inland areas of Andalusia.
- In order to improve our knowledge about the development and meteorological characteristics of the typical weather scenarios over Andalucía region, we used the mesoscale meteorological model called Weather Research and Forecast (WRF-ARW). Different sensitivity studies were performed, allowing the definition and validation of an optimal working configuration in this region. It has defined the bidirectional technique to solve the atmospheric equations in each domain and the MRF parameterization, with modifications in the critical Richardson number and the coefficient of proportionality, to represent the evolution of the ABL.

- Thanks to the results obtained with the WRF model, different air mass routes of transport between the Guadalquivir valley and the Mediterranean region have been known, through perpendicular valleys acting as natural channels between them. These Mediterranean flows have been detected as responsible of the scarce spatial development of the pure breeze along the Guadalquivir valley.
- The two most frequent meteorological scenarios over Andalucía region have been simulated with the WRF: arrival of southwest flows and the development of the breeze regimen. In general, the model adequately simulates the wind direction, while it tends to overestimate the wind speed. The simulations show an underestimation of the potential temperature and a greater approximation to the records of specific humidity.
- The simulation of the arrival of southwest flows over the southwestern Andalucía has shown a constant input of southwest maritime winds at the surface and the existence of a high coupling degree between vertical levels in the lower troposphere. Also, these marine winds have allowed to remain in high levels of moisture the Guadalquivir valley throughout the day. The studies have shown a similar behavior of the ABL under this scenario, the mixed layer is approximately formed between 9:00 UTC and 19:00 UTC with a maximum height around 1600 m during the warm period, and nearly from 11:00 UTC to 16:00 UTC with a maximum height around 1000 m in the cold period.
- The results of simulating the pure and non-pure breeze regimen over the coastal area of western Andalucía have allowed to identify the low spatial development of both circulations, between 30 and 50 km inland. The vertical analysis of both evolutions has shown a scarce vertical development, between 500 and 1000 m. Under the pure breeze case, the mixed layer is formed between 9-10 and 18-19 UTC, reaching a variable maximum height, around 1200 m in the center of the valley and among 1500-1800 m on both ends. By contrast, the behavior of the ABL during the non-pure case is more homogeneous along the valley, settling down between 8:00-9:00 and 19:00-20:00 UTC, with a height peak around 1400-1600 m. In both circulations, at the coastal region, it has observed the development of a stable layer during the day, representative of the TIBL, keeping the height of the mixed layer below 400 m.
- The purely meteorological results obtained with the use of the HYSPLIT and the WRF models have been applied to different fields of atmospheric research. As examples of the applicability of the results, there have been two different exercises

in which both models have been used as complementary tools in the study of pollen concentrations and in the analysis of air pollution event.

8.3. Future lines of investigation.

At present, diverse studies are being developed which complete the work carried out in this Thesis. Nevertheless, there are other questions that might be approached in a future in order to increase the knowledge that nowadays is possessed on the meteorological conditions of western Andalucía and on the application of tools of meteorological modeling.

The back-trajectory calculation has provided information about the different types of air masses that affect the southwest of the Iberian Peninsula, and has allowed the characterization of the olive and oak pollen transport routes in the province of Cordoba. However, the use of low-resolution meteorological files in its calculation adds uncertainty in the analysis of the small-scale phenomena. For this reason, we should deep in the use of meteorological files that have a temporal and spatial resolution adequate to be able to use back trajectories in the analysis of the atmospheric phenomena that takes place on a smaller scale.

In this sense, a future job would be based on being able to use the outputs of the WRF-ARW as meteorological input files of the HYSPLIT model, and thus, calculate the back-trajectories using meteorological files, which have a spatial and temporal resolution adequate for the needs of study.

The set of sensitivity studies performed to the WRF-ARW model has led to observe its response under changes in the work settings, that have allowed to do a series of changes that have improved its approximation to the meteorological reality in the western Andalucía. However, it would be advisable to do further studies with the aim to improve the knowledge about the set of parameterizations implemented in the model, in order to achieve a closer approximation to the meteorological conditions in this region.

In this Thesis, it has been analyzed the WRF-ARW response under the two most frequent meteorological scenarios in the southwestern of Andalucía. Therefore, it would be necessary to continue the analysis of the model behavior under more types of synoptic configurations. These studies would be related with the meteorological

conditions associated with the advection of northerly flows and the arrival of Saharan intrusions, etc.

In addition, this work has helped to know the connection established between the Mediterranean and the Guadalquivir valley through the perpendicular valleys. This connection has been the first time that it has been documented, so that, future studies could improve the knowledge about the meteorological characteristics of this air mass channel and about the conditions favorable to its establishment. In this sense, these studies should have a connection with the transport of pollutants in this region.

***REFERENCIAS
BIBLIOGRÁFICAS***

- Adame, J.A. 2005. Caracterización y comportamiento del ozono superficial en la provincia de Huelva. Tesis Doctoral, Facultad de CC. Experimentales, departamento de Física Aplicada de la Universidad de Huelva.
- Adame, J.A., Lozano, A., Bolívar, J.P., De la Morena, B., Contreras, J., Godoy, F. 2008. Behaviour, distribution and variability of surface ozone at an arid region in the South of Iberian Peninsula (Seville, Spain). *Chemosphere*, 70, 841-849.
- Adame, J.A., Serrano, E., Bolívar, J.P., De la Morena, B. 2010. On the tropospheric ozone variations in a coastal area of the southwestern Europe under mesoscale circulation. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49, 748-759.
- Adame, J.A., Hernández-Ceballos, M.A., Bolívar, J.P., De la Morena, B. Assessment of an anomalous air pollution event in the Southwest of Iberian Peninsula. En revisión en *Atmospheric Environment*.
- Anderson, J. R., Hardy, E. E., Roach, J.T., Witmer, R.E. 1976. A land use and land cover classification system for use with remote sensor data. U.S. Geological Survey Professional Paper, 964, 41 pp.
- Arakawa, A., Lamb, V.R. 1977. *Methods of Computational Physics*. 17. New York Academic Press, pp. 173-265.
- Bao, J.W., Michelson, S.A., Persson, P.O.G, Djalalova, I.V., Wilczak, J.M. 2009. Observed and WRF-Simulated Low-Level Winds in a High-Ozone Episode during the Central California Ozone Study. *Journal of applied Meteorology and Climatology*, 47, 2372-2394.
- Barry, R.G. 1992. *Mountain Weather and Climate*. Cambridge University Press, 512 pp.
- Barry, R.G. and Chorley, R.J. 1998. *Atmósfera, Tiempo y Clima*. Omega, Barcelona, 439 pp.
- Borge, R., Lumbreras, J., Vardoulakis, S., Kassomeno, P., Rodríguez, E. 2007. Analysis of long-range transport influences on urban PM10 using two-stage atmospheric trajectory clusters. *Atmospheric Environment*, 41, 4434-4450.
- Bossioli, E., Tombrou, M., Dandou, A., Athanasopoulou, E., Varotsos, K. 2009. The Role of Planetary Boundary-Layer Parameterizations in the Air Quality of an Urban Area with Complex Topography. *Boundary-Layer Meteorology*, 131, 53-72.
- Bromwich, D.H., Hines, K.M., Bai, L.S. 2009. Development and testing of Polar Weather Research and Forecasting model: 2. Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 114, D08122, 22 pp.
- Capel, J.J. 1976. El clima de la Cuenca Baja del Guadalquivir. Resumen de Tesis Doctoral. Granada. Universidad de Granada.
- Capel-Molina, J.J., Ronacho, M.J. 2000a. La dinámica atmosférica en el flanco suroccidental de Europa: La Península Ibérica. *Nimbus*, 5-6, 5-20.
- Capel-Molina, J. 2000b. El clima de la Península Ibérica. Editorial Ariel, Colección Ariel Geografía. Barcelona, 281 pp.

- Castillo Requena, J.M. 1989. El clima en Andalucía. Clasificación y análisis regional de los tipos de tiempo. Instituto de Estudios Almerienses. Vol 2. 549 pp.
- Cecchi, L., Torrigiani Malaspina, T., Albertini, R., Zanca, M., Ridolo, E., Usberti, I., et al. 2007. The contribution of long-distance transport to the presence of Ambrosia pollen in central northern Italy. *Aerobiologia*, 23, 145-151.
- Challa, V.S., Indracanti, J., Rabarison, M.K., Patrick, C., Baham, J.M., Young, J., Hughes, R., Hardy, M.G., Swanier, S.J., Yerramilli, A. 2009. A simulation study of mesoscale coastal circulations in Mississippi Gulf coast. *Atmospheric Research*, 91, 9–25.
- Chang, H.I., Kumar, A., Niyogi, D., Mohanty, U.C., Chen, F., Dudhia, J. 2009. The role of land surface processes on the mesoscale simulation of the July 26, 2005 heavy rain event over Mumbai, India. *Global and Planetary Change*, 67, 87-103.
- Charney, J.G. 1948. On the scale of atmospheric motions. *Geophysics Publication in Oslo*, 17, 1-17.
- Chen, F., y Avissar, R. 1994. The impacts of Land-Surface Wetness Heterogeneity on Mesoscale Heat Fluxes. *Journal of Applied Meteorology*, 33, 1323-1340.
- Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía. Base de datos CLIMA [en línea]. <http://www.juntadeandalucia.es/medioambiente/> [Consulta: 13 de enero de 2010].
- Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía. Cobertura vegetal y usos del suelo. [en línea]. <http://www.juntadeandalucia.es/medioambiente/> [Consulta: 20 de enero de 2008].
- Corzo, M., Moreira, J.M., Rodríguez, J.M., Pita, M.F., Camarillo, J.M., Álvarez, J.I. 2005. El <clima>. *Medioambiente. Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía*, 48, 12-15.
- Cotton, W.R., Pielke, R.A., Walko, R.L., Liston, G.E., Tremback, C.J., Jiang, H., McAnelly, R.L., Harrington, J.Y., Nicholls, M.E., Carrio, G.G., McFadden, J.P. 2003. RAMS 2001: Current status and future directions. *Meteorological Atmospheric Physics*, 82, 5-29.
- Cousin, F., Tulet, P., Rosset, R. 2005. Interaction between local and regional pollution during Escompte 2001: Impact on surface ozone concentration (IOP2a and 2b). *Atmospheric Research*, 74, 117-137.
- Dale, V.H. 1997. The Relationship Between land use change and Climate Change. *Ecological Applications*, 7, 753-769.
- Davis, C., Brown, B., Bullock, R. 2006. Object-Based Verification of Precipitation Forecasts. Part I: Methodology and Application to Mesoscale Rain Areas. *Monthly Weather Review*, 134, 1772-1784.
- Davis, C., Wang, W., Chen, S.S., Chen, Y., Corbosiero, K., Demaria, M., Dudhia, J., Holland, G., Klemp, J., Michalakes, J., Reeves, H., Rotunno, R., Snyder, C., Xiao, Q. 2008. Prediction of Landfalling Hurricanes with the Advanced Hurricane WRF Model. *Monthly Weather Review*, 136, 1990-2005.

- Davis, R.E., Normile, C.P., Sitka, L., Hondula, D.M., Knight, D.B., Gawtry, S.P., Stenger, P.J. 2010. A comparison of trajectory and air mass approaches to examine ozone variability. *Atmospheric Environment*, 44, 64-74.
- De Foye, B.M., Varela, J.R., Molina, L.T., Molina, M.J. 2006. Rapid ventilation of the México City basin and regional fate of the urban plume. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6, 2321-2335.
- De Terán, M., Solé Sabarís, L., Vilá Valentí, J. 1978. *Geografía General de España*. Editorial Ariel, Barcelona, 549 pp.
- Done, J., Davis, C.A., Weisman, M. 2004. The next generation of NWP: explicit forecast of convection using the weather research and forecasting (WRF) model. *Atmospheric Science Letters*, 5, 110-117.
- Dorman, C.E., Beardsley, R.C., Limeburner, R. 1995. Winds in the Strait of Gibraltar. *The Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 121, 1903-1921.
- Draxler, R.R. y Hess, G.D. 1998. An overview of the HYSPLIT_4 modelling system for trajectories, dispersion, and deposition. *Australian Meteorology Magazine*, 47, 295-308.
- Draxler, R.R., Stunder, B., Rolph, G., Taylor, A. 2009. *Hysplit_4 User's Guide*. NOAA Air Resources Laboratory.
- Dudhia, J., 1989. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale twodimensional model. *Journal of the Atmospheric Science*, 46, 3077-3107.
- Dudhia, J. 1993. A non-hydrostatic version of the Penn State-NCAR mesoscale model: validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front. *Monthly Weather Review*, 121, 1493-1513.
- Dudhia, J., 1996. A multilayer soil temperature model for MM5. Preprints, Sixth PSU/NCAR Mesoscale Model Users' Workshop, Boulder, CO, PSU/NCAR, 49-50.
- Dueñas, C., Orza, J.A.G., Cabello, M., Fernández, M.C., Cañete, S., Pérez, M., Gordo, E. 2011. Air mass origin and its influence on radionuclide activities (⁷Be and ²¹⁰Pb) in aerosol particles at a coastal site in the western Mediterranean. *Atmospheric Research*. DOI: 10.1016/j.atmosres.2011.02.011.
- Dupont, S., Otte, T.L., Ching, J.K.S. 2004. Simulation of Meteorological Fields Within and Above Urban and Rural Canopies with a Mesoscale Model (MM5). *Boundary-layer meteorology*, 113, 111-158.
- Emery, C.A., Tai, E., Yarwood, G., 2001. Enhanced Meteorological Modeling and Performance Evaluation for Two Texas Ozone Episodes. Prepared for the Texas Natural Resource Conservation Commission. ENVIRON International Corporation, Novato, CA.
- Escudero, M., Stein, A., Draxler, R.R., Querol, X., Alastuey, A., Castillo, S. y Avila, A. 2006. Determination of the contribution of northern Africa dust source areas to PM10 concentrations over the central Iberian Peninsula using the Hybrid-Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory model (HYSPLIT) model. *Journal of Geophysical Research*, 111, D06210, doi: 10.1029/2005JD006395.

- Etherton, B., Santos, P. 2008. Sensitivity of WRF Forecasts for South Florida to Initial Conditions. *Weather and Forecasting*, 23, 725-740.
- European Centre of Medium-Range Weather Forecast (ECMWF). [en línea] <http://www.ecmwf.int/> [Consulta: 12 de noviembre de 2009].
- Farrugia, P.S., Borg, J.L., Micallef, A. 2009. On the algorithms used to compute the standard deviation of wind direction. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 48, 2144-2151.
- Fifth Generation Mesoscale Model (MM5). [en línea]. <http://www.ucar.edu/mm5> [Consulta: 15 de octubre de 2010].
- Font, I. 2000. *Climatología de España y Portugal*. Universidad de Salamanca, 422 pp.
- Fornaciari, M., Pieroni, L., Giuchi, P., Romano, B. 1998. A regresión model for the start of the pollen season in *Olea Europaea* L. *Grana*, 37, 110-113.
- Fornaciari, M., Pieroni, L., Orlandi, F., Romano, B. 2002. A new approach to consider the pollen variable in forecasting yield models. *Economic Botany*, 56, 66-72.
- Fovell, R., 2005. Convective Initiation ahead of the Sea-Breeze Front. *Monthly Weather Review*, 133, 264-278.
- Galán, C., Tormo, R., Cuevas, J., Infante, F., Domínguez, E. 1991. Theoretical daily variation patterns of airborne pollen in the southwest of Spain. *Grana*, 30, 201-209.
- Galán, C., Vázquez, L., García-Mozo, H., Domínguez, E. 2004. Forecasting olive (*Olea europaea* L.) crop yield based on pollen emission. *Field Crops Res*, 86, 43-51.
- Galán, C., Cariñanos, P., Alcázar, P., Dominguez, E. 2007. *Management and Quality Manual*. Spanish Aerobiology Network (REA). Servicio Publicaciones Universidad de Córdoba, Córdoba, Spain. ISBN 978-84-690-6353-8.
- Galán, C., García-Mozo, H., Vázquez, L., Ruiz, L., Díaz de la Guardia, C., Domínguez, E. 2008. Modelling olive (*Olea europaea* L.) crop yield in Andalusia Region, Spain. *Agronomy Journal*, 100, 98-104.
- Gangoiti, G., Alonso, M., Navazo, M., Albizuri, A., Perez-Landa, G., Matabuena, M., Valdenebro, V., Maruri, M., Garcia, J.A., Millan, M.A., 2002. Regional 116 D.K. transport of pollutants over the Bay of Biscay: analysis of an ozone episode under a blocking anticyclone in west central Europe. *Atmospheric Environment*, 36, 21349-21361.
- García-Mozo, H., Galán, C., Aira, M. J., Belmonte, J., Díaz de la Guardia, C., Fernández, D., Gutierrez, A.M., Rodríguez, F.J., Trigo, M.M., Dominguez-Vilches, E. 2002. Modelling start of oak pollen season in different climatic zones in Spain. *Agricultural and Forest Meteorology*, 110, 247-257.
- Garcia-Mozo, H., Dominguez-Vilches, E., Galan, C. 2007. Airborne allergenic pollen in natural areas. *Annals of Agricultural and Environmental Medicine*, 14, 109-115.
- García-Mozo, H., Chuine, I., Aira, M.J., Belmonte, J., Bermejo, D., Díaz de la Guardia, C., Elvira, B., Gutiérrez, M., Rodríguez-Rajo, J., Ruizi, L., Trigo, M.M., Tormo, R., Valencia,

- R., Galán, C. 2008. Regional phenological models to forecast the start and peak of *Quercus* pollen season in Spain. *Agricultural and Forest Meteorology*, 148, 372–380.
- Garrat, J.R., 1990. The internal boundary layer — A review. *Boundary-Layer Meteorology*, 50, 171–203.
 - Garrat, J.R. 1994. *The Atmospheric Boundary Layer*. Cambridge University press, 316 pp.
 - Gilliam, R.C., Hogrefe, C., Rao, S.T. 2006. New methods for evaluating meteorological models used in air quality applications. *Atmospheric Environment*, 40, 5073–5086.
 - Gómez-Casero, M.T., Hidalgo, P., García-Mozo, H., Domínguez, E., Galán, C. 2004. Pollen biology in four Mediterranean *Quercus* species. *Grana*, 43, 22–30.
 - Gómez-Casero, M.T., Galán, C., Domínguez-Vilches, E. 2007. Flowering phenology of Mediterranean *Quercus* species in different locations (Córdoba, SW Iberian Peninsula). *Acta Botánica Malacitana*, 32, 127–146.
 - Grell, G.A., Peckham, S.E., Schmitz, R., McKeen, S.A., Frost, G., Skamarock, C., Eder, M. 2005. Fully coupled chemistry within the WRF model. *Atmospheric Environment*, 39, 6957–6975.
 - Grid Analysis and Display System (GrADS). [en línea]. <http://grads.iges.org/home.html> [Consulta: 30 de noviembre de 2010]
 - Gridded Binary (GRIB). [en línea]. <http://www.grib.us> [Consulta: 13 de enero de 2010].
 - Guisande, C., Barriero, A., Maneiro, I., Riveiro, I., Vergara, A., Vaamonde, A. 2006. *Tratamiento de datos*. Ediciones Díaz de Santos, 337 pp.
 - Hernández-Ceballos, M.A., García-Mozo, H., Adame, J.A., Domínguez-Vilches, E., Bolívar, J.P., De la Morena, B.A., Pérez-Badía, R., Galán, C. 2011a. Determination of potential sources of *Quercus* airborne pollen in Córdoba city (southern Spain) using back-trajectory analysis. *Aerobiologia*. DOI: 10.1007/s10453-011-9195-1.
 - Hernández-Ceballos, M.A., García-Mozo, H., Adame, J.A., Domínguez-Vilches, E., De la Morena, B.A., Bolívar, J.P., Galán, C. 2011b. Synoptic and meteorological characterization of olive pollen transport in Cordoba province (South-western Spain). *International Journal of Biometeorology*, 55, 17–34.
 - Hernández-Ceballos, M.A., Adame, J.A., Bolívar, J.P., De la Morena, B.A. 2011c. Propiedades termodinámicas de las masas de aire en el valle del Guadalquivir mediante el cálculo de retrotrayectorias. *Journal of Mediterranean Meteorology and Climatology (Thetys)*. DOI: 10.3369/tethys.2011.8.03
 - Hernández-Ceballos, M.A., Adame, J.A., Bolívar, J.P., De la Morena, B.A. 2011d. Dynamic of air masses in southwestern the Iberian Peninsula from 1997 to 2007. En revisión en *Meteorological and Atmospheric Physics*.
 - Hernández-Ceballos, M.A., Adame, J.A., Bolívar, J.P., De la Morena, B.A. 2011e A mesoscale coastal circulation in the Guadalquivir valley (southwestern Iberian Peninsula) using the WRF-ARW model. En revisiones mayores en *Atmospheric Research*.

- High Resolution Limited Area Model (HIRLAM). [en línea]. <http://hirlam.org> [Consulta: 20 de junio de 2009].
- Hines, K.M., Bromwich, D.H. 2008. Development and Testing of Polar Weather Research and Forecasting (WRF) Model. Part I: Greenland Ice Sheet Meteorology. *Monthly Weather Review*, 136, 1971–1989.
- Hirst, J. 1952. An automatic volumetric spore-trap. *Annals of Applied Biology*, 36, 257-265.
- Holton, J.R. 2004. *An Introduction to Dynamic Meteorology* (4^o Edición). Elsevier Academic Press, Amsterdam, 512 pp.
- Holtslag, A.A.M., de Bruijn, E.I.F., y Pan, H.L. 1990. A high-resolution air mass transformation model for short range weather forecasting. *Monthly Weather Review*, 118, 1561-1575.
- Holtslag, A.A.M., Moeng, C. 1991. Eddy diffusivity and countergradient transport in the convective boundary layer. *Journal of the atmospheric sciences*, 48, 1690-1698.
- Holtslag, A.A.M., Boville, B.A. 1993. Local versus Nonlocal boundary layer diffusion in a Global climate model. *Journal of climate*, 6, 1825-1842.
- Hong, S., Pan, H. 1996. Nonlocal Boundary Layer Vertical Diffusion in a Medium-Range Forecast Model. *Monthly Weather Review*, 124, 2322-2339.
- Hong, S.Y., Dudhia, J., Chen, S.H. 2004. A revised approach to Ice Microphysical Processes for the Bulk Parameterization of Clouds and Precipitation. *Monthly Weather Review*, 132, 103-120.
- Hong, S., Noh, Y., Dudhia, J. 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Monthly Weather Review*, 134, 2318-2341.
- Janjic, Z.I. 1990. The step-mountain coordinate: physical package, *Monthly Weather Review*, 118, 1429-1443.
- Janjic, Z.I. 1996. The surface layer in the NCEP Eta Model. Eleventh Conference on Numerical Weather Prediction, Norfolk, VA, 19-23 August; American Meteorological Society, Boston, MA, 354-355.
- Janjic, Z.I. 2002. Nonsingular Implementation of the Mellor-Yamada Level 2.5 Scheme in the NCEP meso model, NCEP Office Note, No 437, 61 pp.
- Janjic, Z.I. 2003. A Nonhydrostatic Model Based on a New Approach. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 82, 271-285.
- Jankov, I., Gallus, W.A., Segal, M., Shaw, B., Koch, S.E. 2005. The impact of different WRF model physical parameterizations and their interactions on warm season MCS rainfall. *Weather and Forecasting*, 20, 6, 1048-1060.
- Jiménez, P.A., González-Rouco, J.F., García-Bustamante, E., Navarro, J., Montávez, J.P., Vilá-Guerau de Arellano, J., Dudhia, J., Muñoz-Roldán, A. 2010. Surface Wind Regionalization over Complex Terrain: Evaluation and Analysis of a High-Resolution WRF Simulation. *Journal of Applied Meteorology and climatology*, 49, 268-287.

- Jiménez-Guerrero, P., Jorba, O., Baldasano, J.M., Gassó, S. 2008. The use of a modelling system as a tool for air quality management: Annual high-resolution simulations and evaluation. *Science of the total Environment*, 390, 323-340.
- Jorba, O., Pérez, C., Rocandebosch, F. y Baldasano, J.M. 2004. Cluster Analysis of 4-Day Back Trajectories Arriving in the Barcelona Area (Spain) from 1997 to 2002. *Journal of Applied Meteorology*, 43, 887-901.
- Kain, J. S., y Fritsch, J.M. 1993. Convective parameterisation for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. *The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models. Meteorological Monographs*, 46, 165-170.
- Kain, J. S., y Fritsch, J.M. 1990. A one-dimensional entraining/ detraining plume model and its application in convective parameterisation. *Journal of the Atmospheric Science*, 47, 2784-2802.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 437-471.
- Kalnay, E. 2002. *Atmospheric Modelling, Data Assimilation and Predictability*. Cambridge University Press, 341 pp
- Kieu, C.Q., Zhang, D.L. 2008. Genesis of Tropical Storm Eugene (2005) from Merging Vortices Associated with ITCZ Breakdowns. Part I: Observational and Modeling Analyses. *Journal of the Atmospheric Science*, 65, 3419-3439.
- Kumar, A., Dudhia, J., Rotunno, R., Niyogib, D., Mohantyc, U.C. 2008. Analysis of the 26 July 2005 heavy rain event over Mumbai, India using the Weather Research and Forecasting (WRF) model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134, 1897-1910.
- Lafore, J. P., Stein, J., Asencio, N., Bougeault, P., Ducrocq, V., Duron, J., Fisher, C., H'ereil, P., Mascart, P., Pinty, J. P., Redelsperger, J.-L., Richard, E., y de Arellano, J. V. 1998. The Meso-NH atmospheric simulation system. Part I: Adiabatic formulation and control simulation, *Annual of Geophysical*, 16, 90-109.
- Lemonsu, A., Bastin, A.S., Masson, V., Drobinski, P. 2006. Vertical structure of the urban boundary layer over Marseille under sea-breeze conditions. *Boundary-Layer Meteorology*, 118, 477-501.
- Levy, I., Mahrer, Y., Dayan, U. 2009. Coastal and synoptic recirculation affecting air pollutants dispersion: A numerical study. *Atmospheric Environment*, 43, 1991-1998.
- López Ontiveros, A. (aut.). 2003. *Geografía de Andalucía*. Editorial Ariel Geografía, 904 pp.
- Lozano, R.L., Hernández-Ceballos, M.A., Adame, J.A., Casas-Ruíz, M., Sorribas, M., San Miguel, E.G., Bolívar, J.P. Atmospheric routes involved in the radioactive impact of Fukushima accident on the Iberian Peninsula. Aceptado en *Environmental International*.
- Lyamani, H., Olmo, F.J., Alcántara, A., Alados-Arboledas, L. 2006. Atmospheric aerosols during the 2003 heat wave in southeastern Spain I: Spectral optical depth. *Atmospheric Environment*, 40, 6453-6464.

- Maillard, R. 1975. L'olivier. INVUFLEC. Paris, France.
- Marshall, J., Kushnir, Y., Battisti, D., Chang, P., Czaja, A., Dickson, R., Hurrell, J., McCartney, M., Saravanan, R., Visbeck, M. 2001. North Atlantic climate variability: phenomena, impacts and mechanisms. *International Journal of Climatology*, 21, 1863-1898.
- Martín Vide, J. 2005. Los mapas del tiempo. Colección Geoambiente XXI. Ed. Davinci, Barcelona, 219 pp.
- Mesoscale no-Hydrostatic Atmospheric Simulation System (Meso-NH). [en línea]. <http://mesonh.aero.obs-mip.fr/mesonh> [Consulta: 13 de julio de 2009].
- Miao, J.-F., Kroon, L.J.M., Vilà-Guerau de Arellano, J., Holtslag, A.A.M. 2003. Impacts of topography and land degradation on the sea breeze over eastern Spain. *Meteorology Atmospheric Physics*, 84, 157-170.
- Millán, M., Salvador, R., Mantilla, E., Artiñano, B. 1996. Meteorology and photochemical air pollution in southern Europe: Experimental Results from EC Research Projects. *Atmospheric Environment*, 30, 1909-1924.
- Miller, J. 1981. A five-year climatology of five-day back trajectories from Barrow, Alaska. *Atmospheric Environment*, 15, 1401-1405.
- Mlawer, E. J., Taubman, S.J., Brown, P.D., Iacono, M.J., Clough, S.A. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research*, 102, 16663–16682.
- Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS).[en línea] <http://modis.gsfc.nasa.gov> [Consulta: 20 de enero de 2010].
- Molders, N., Krammb, G. 2010. A case study on wintertime inversions in Interior Alaska with WRF. *Atmospheric Research*, 95, 314–332.
- Mozdzyński, G. 2007. Use of High Performance Computing in Meteorology. *Proceedings of the Twelfth ECMWF Workshop*. World Scientific Publishing Co.
- National Centres for Environmental Prediction (NCEP) Global Tropospheric Analysis. [en línea] <http://dss.ucar.edu/datasets/ds083.2/data/> [Consulta: 12 de noviembre de 2010].
- NCAR Command Language (NCL). [en línea] <http://www.ncl.ucar.edu/> [Consulta: 25 de Abril de 2011].
- Network Common Data Form (netCDF). [en línea]. <http://www.unidata.ucar.edu/software/netcdf> [Consulta: 12 de septiembre de 2009].
- Nonhydrostatic Mesoscale Model (NMM). [en línea]. <http://www.dtcenter.org/wrf-nmm/users> [Consulta: 21 de junio de 2009].
- O'Neill, L.W., Esbensen, S.K., Thum, N., Samelson, R.M., Chelton, D.B. 2010. Dynamical Analysis of the Boundary Layer and Surface Wind Response to Mesoscale SST perturbations. *Journal of Climate*, 23, 559-581.

- Ohashi, Y., Hidaji, K., 2002. Local circulations developed in the vicinity of both coastal and inland urban areas: A numerical study with a mesoscale atmospheric model. *Journal of Applied Meteorology*, 41, 30-45.
- Oliphant, A.J., Sturman, A.P., Tapper, N.J., 2001. The evolution and structure of a tropical island sea/land breeze system, northern Australia. *Meteorological Atmospheric and Physics*, 78, 45-59.
- Oncley, S.P. y Dudhia, J. 1995. Evaluation of surface fluxes from MM5 using observations. *Monthly Weather Review*, 123, 3344-3357.
- Orlanski, I. 1975. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of American Meteorological Society*, 56, 527-530.
- Palmén, E. y Newton, C.W. 1969. *Atmospheric circulation systems: their structure and physical interpretation*. Academic Press, New York, 603 pp.
- Palomares, A.M. 2002. Caracterización del régimen de vientos y desarrollo de un modelo de predicción eólica a escala local en el estrecho de Gibraltar. Tesis doctoral, Facultad de CC. Físicas, departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica de la Universidad Complutense de Madrid.
- Papanastasiou, D.K., Melas, D., 2009. Climatology and impact on air quality of sea breeze in an urban coastal environment. *International Journal of Climatology*, 29, 305-315.
- Papanastasiou, D.K., Melas, D., Lissaridis, I., 2010. Study of wind field under sea breeze conditions; an application of WRF model. *Atmospheric Research*, 98, 102-117.
- Petzold, A., Rasp, K., Weinzierl, B., Esselborn, M., Hamburger, T., Dornbrack, A., Kandler, K., Schutz, L., Knippertz, P., Fiebig, M., Virkkula, A. 2009. Saharan dust absorption and refractive index from aircraft-based observation during SAMUM 2006. *Tellus*, 61B, 118-130.
- Pielke, R.A. 1984. *Mesoscale Meteorological Modelling*. 1ª edición, Academic Press, New York, 673 pp.
- Pielke, R.A., Cotton, W.R., Walko, R.L., Trembaek, C.J., Lyons, W.A., Grasso, L.D., Nieholls, M.E., Moran, M.D., Wesley, D.A., Lee, T.J., Copeland, J.H. 1992. A Comprehensive Meteorological Modeling System- RAMS. *Meteorological Atmospheric and Physics*, 49, 69-91.
- Pino, D., Vilà-Guerau de Arellano, J., Kim, S.W. 2006. Representing sheared convective boundary layer by zeroth- and first-order jump mixed-layer models: Large-eddy simulation verification. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 45, 1224-1243.
- Pita López, M.F. 1985. La variabilidad pluviométrica en la cuenca baja del Guadalquivir: Índices y régimen probables de precipitación. *Revista de Estudios Andaluces*, 4, 167-185.
- Powers, J.G., 2007. Numerical Prediction of an Antarctic Severe Wind Event with the Weather Research and Forecasting (WRF) Model. *Monthly Weather Review*, 135, 3134-3157.

- Querol, X., Alastuey, A., De la Rosa, J., Sánchez de la Campa, A., Plana, F., Ruiz, C. 2002. Source apportionment analysis of atmospheric particulates in an industrialised urban site in southwestern Spain. *Atmospheric Environment*, 36, 3113-3125.
- Rahn, D.A., Garreaud, R. 2010. Marine boundary layer over the subtropical southeast Pacific during VOCALS-REx-Part 1: Mean structure and diurnal cycle. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10, 4491-4506.
- Rao, S., Ku, J., Berman, S., Zhang, K y Mao, H. 2003. Summertime Characteristics of the Atmospheric Boundary Layer and Relationships to Ozone Levels over the Eastern United States. *Pure Applied of Geophysics*, 160, 21-55.
- Read Interpolate Plot (RIP). [en línea] <http://www.atmos.washington.edu/stoeling/> [Consulta: 12 de junio de 2009].
- Regional Atmospheric Modelling System Model (RAMS). [en línea]. <http://rams.atmos.colostate.edu> [Consulta: 10 de junio de 2009]
- Ribeiro, H., Cunha, M., Abreu, I. 2007. Improving early-season estimates of olive production using airborne pollen multi-sampling sites. *Aerobiologia*, 23, 71-78.
- Richardson, M.I., Toigo, A.D., Newman, C.E. 2007. PlanetWRF: A general purpose, local to global numerical model for planetary and climate dynamics. *Journal of Geophysical Research*, 112, E09001, 29 pp.
- Rodríguez, S., Querol, X., Alastuey, A., Kallos, G. y Kakaliagou, O. 2001. Saharan dust contributions to PM10 and TSP levels in Southern and Eastern Spain. *Atmospheric Environment*, 35, 2433-2447.
- Rotunno, R., Ferrelly, R. 2001. Mechanisms of intense alpine rainfall. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 58, 1732-1749.
- Salmond, J. A., y McKendry, I.G. 2005. A review of turbulence in the very stable boundary layer and its implications for air quality. *Progress in Physical Geography*, 29, 171-188.
- Sánchez, J. 1993. Situaciones atmosféricas en España. Publicación B-33 del Instituto Nacional de Meteorología (INM).
- Sánchez-Ccoyllo, O.R., Silva Dias, P.L., de Fátima Andrade, M., Freitas, S.R. 2006. Determination of O₃-, CO- and PM₁₀- transport in the metropolitana rea of Sao Paulo, Brazil though synoptic –scale analysis of back trajectories. *Meteorology Atmospheric and Physics*, 92, 83-93.
- Schneider, T. y Sobel, A.H. 2007. *The Global Circulation of the Atmosphere*. Princeton University Press, 400 pp.
- Seaman, N.L., Michelson, S.A. 2000. Mesoscale Meteorological Structure of a High-Ozone Episode during the 1995 NARSTO-Northeast Study. *Journal of Applied Meteorology*, 39, 384-398.
- Seinfeld, J.H., y Pandis, S.N. 2006. *Atmospheric Chemistry and Physics: From air pollution to climate change*. John Wiley and Sons, New Cork, 1356 pp.

- Sertel, E., Robock, A., Ormeci, C. 2010. Impacts of land cover data quality on regional climate simulations. *International Journal of Climatology*, 30, 1942–1953.
- Servicio Meteorológico Nacional del Reino Unido. [en línea]. www.metoffice.gov.uk [Consulta: 15 de abril de 2011].
- Shi, C., Yang, J., Qiu, M., Zhang, H., Zhang, S., Li, Z. 2010. Analysis of an extremely dense regional fog event in Eastern China using a mesoscale model. *Atmospheric Research*, 95, 428–440.
- Shukla, J., y Mintz, Y. 1982. Influence of Land-Surface Evapotranspiration on the Earth's Climate. *Science, New Series*, 215, 1498–1501.
- Siebesma, A., Soares, P., Teixeira, J. 2006. A combined eddy-diffusivity mass-flux approach for the convective boundary layer. *Journal of the atmospheric sciences*, 64, 1230–1248.
- Simpson, J.E., Mansfield, D.A., Milford, J.R. 1977. Inland penetration of sea breeze front. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 103, 47–76.
- Simpson, J. 1994. Sea breeze and local winds. Cambridge University Press, 234 pp.
- Skamarock, W.C., Klemp, J.B., Dudhia, J., Gill, D.O., Barker, D.M., Duda, M.G., Huang, X., Wang, W., Powers, J.G. 2008. A description of the Advanced Research WRF Version 3. Mesoscale and Microscale Meteorology Division. National Center for Atmospheric Research. NCAR/TN-475+STR.
- SkjØth, C., Sommer, J., Brandt, J., Hvidberg, M., Geels, C., Hansen, K., et al. 2008. Copenhagen – a significant source of birch (*Betula*) pollen?. *International Journal of Biometeorology*, 52, 453–462.
- Smith, M., SkjØth, C.A., Myszkowska, D., Uruska, A., Malgozata, P., Stach, A., Balwierzg, Z., Chlopekk, P., Piotrowska, K., Kasprzyk, I., Brandt, J., 2008. Long-range transport of Ambrosia pollen to Poland. *Agriculture and Forest Meteorology*, 148, 1402–1411.
- Soriano, C., Jorbá, O., Baldasano, J.M. 2002. One-way nesting versus two-way nesting: Does it really make a difference?. *Air Pollution Modeling and Its Application XV*, 2, 177–185.
- Stach, A., Smith, M., SkjØth, C., Brandt, J. 2007. Examining Ambrosia pollen episodes at Poznan (Poland) using back-trajectory analysis. *International Journal of Biometeorology*, 51, 275–286.
- Steeneveld, G.J., Van de Wiel, B.J.H., Holtslag, A.A.M. 2006a. Modeling the evolution of the atmospheric boundary layer coupled to the land surface for three contrasting nights in CASES-99. *Journal of Atmospheric Science*, 63, 920–935.
- Steeneveld, G.J., Van de Wiel, B.J.H., Holtslag, A.A.M. 2006b. Modeling the Arctic stable boundary layer and its coupling to the surface. *Boundary Layer Meteorology*, 118, 357–378.
- Steeneveld, G.J., Mauritsen, T., de Bruijn, E.I.F., Vilà-Guerau de Arellano, J., Svensson, G., Holtslag, A.A.M. 2007. Evaluation of the limited area models for the representation of the diurnal cycle and contrasting nights in CASES-99. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47, 869–887.

- Stenger, R.A. 2000. Sensitivity Studies on a Limited Area Mesoscale Model. Storming Media, 215 pp.
- Stohl, A. 2006. Characteristics of atmospheric transport into the Arctic troposphere, *Journal of Geophysics Research*, 111, D11306, doi:10.1029/2005JD006888.
- Stohl, A., M. Hittenberger, and G. Wotawa. 1998a. Validation of the Lagrangian particle dispersion model FLEXPART against large scale tracer experiments. *Atmospheric Environment*, 32, 4245-4264.
- Stohl, A. 1998b. Computation, accuracy and applications of trajectories- A review and bibliography. *Atmospheric Environment*, 32, 947-966.
- Storm, B., Dudhia, J., Basu, S., Swift, A., Giammanco, I. 2009. Evaluation of the Weather Research and Forecasting Model on Forecasting Low-level Jets: Implications for Wind Energy. *Wind energy*, 12, 81-90.
- Stull, R.B. 1988. "An Introduction to Boundary Layer Meteorology". Atmospheric Sciences library. Kluwer Academic Publishers, 666 pp.
- Stunder, B. 1996. An assessment of the Quality of Forecast Trajectories. *Journal of Applied Meteorology*, 35, 1319-1331.
- Toledano, C., Cachorro, V.E., Sorribas, M., Berján, A., De la Morena, B.A., De Frutos, A.M., Gouloub, P. 2007a. Aerosol optical depth and ångstrom exponent climatology at 'El Arenosillo' AERONET site (Huelva, Spain). *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133, 795-807.
- Toledano, C., Cachorro, V.E., De Frutos, A.M., Sorribas, M., Prats, N., De la Morena, B.A. 2007b. Desert dust events over the south-western Iberian Peninsula in 2000-2005 inventoried with an AERONET Cimel sun photometer. *Journal of Geophysical Research*, 112, D21201.
- Toledano, C., Cachorro, V. E., de Frutos, A. M., Torres, B., Berjon, A., Sorribas, M., Stone, R. S. 2009. Airmass classification and Analysis of Aerosols Types at El Arenosillo. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48, 962-981.
- Trentmann, J., Keil, C., Salzmann, M., Barthlott, C., Bauer, H.S., Schwitalla, T., Lawrence, M.G., Leuenberger, D., Wulfmeyer, V., Corsmeier, U., Kottmeier, C., Wernli, H. 2009. Multi-model simulations of a convective situation in low-mountain terrain in central Europe. *Meteorology Atmospheric Physics*, 103, 95-103.
- Troen, I. y Mahrt, L. 1986. A simple model of the atmospheric boundary layer; sensitivity to surface evaporation. *Boundary-Layer Meteorology*, 37, 129-148.
- Tukey, J.W. 1977. *Exploratory data analysis*. (First Edition), Reading, Mass: Addison-Wesley Publishing Co.
- Undén, P., Rontu, L., Jarvinen, H., Lynch, P., Calvo, J., Cats, G., Cuxart, J., Eerola, K., et al, 2002. The HIRLAM version 5.0 model. HIRLAM documentation manual (HIRLAM Scientific Documentation). 144pp.
- Universidad de Wyoming. [en línea] <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html> [Consulta: 20 de marzo de 2011].

- Vázquez, L.M., Galán, C., Domínguez-Vilches, E. 2003. Influence of meteorological parameters on olea pollen concentration in Córdoba (South-western Spain). *International Journal of Biometeorology*, 48, 83-90.
- Veriankaite, L., Siljamo, P., Sofiev, M., Sauliene, I., Kukkonen, J. 2010. Modelling analysis of source regions of long-range transported birch pollen that influences allergenic seasons in Lithuania. *Aerobiologia*, 26, 47-62.
- Vila-Guerau de Arellano, J., van den Dries, K., y Pino, D. 2009. On inferring isoprene emisión surface flux from atmospheric boundary layer concentration measurements. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9, 3629-3640.
- Vogelesang, D.H.P. y Holtslag, A.A.M. 1996 Evaluation and model impacts of alternative boundary-layer height formulations. *Boundary-Layer Meteorology*, 81, 245-269.
- Weather Research and Forecasting (WRF). [en línea]. <http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/> [Consulta: 23 de abril de 2011].
- WRF-Chem. [en línea] <http://ruc.noaa.gov/wrf/WG11> [Consulta: 23 de noviembre de 2010].
- Weisman, M.L., Davis, C., Wang, W., Manning, K.W., Klemp, J.B. 2008. Experiences with 0–36-h Explicit Convective Forecasts with the WRF-ARW Model. *Weather Forecasting*, 23, 407-437.
- Weiss-Penzias, P., Jaffe, D.A., Jaegle, L., Liang, Q. 2004. Influence of long-range-transported pollution on the annual and diurnal cycles of carbon monoxide and ozone at Cheeka Peak Observatory. *Journal of Geophysical Research*, 109, D23, D23S14.
- Wilczak, J.M., Djalalova, I., McKeen, S., Bianco, L., Bao, J.W., Grell, G., Peckham, S., Mathur, R., Moqueen, J., Lee, P. 2009. Analisis of regional meteorology and surface ozone during the TexAQS II field program and an evaluation of the NMM-CMAQ and WRF-Chem air quality problems. *Journal of Geophysical Research*, 114, 22pp.
- Wisse, J.S.P., Vilá-Guerau de Arellano, J. 2004. Analysis of the role of the planetary Boundary layer schemes Turing a severe convective storm. *Annales Geophysicae* 22, 1861-1874.
- World Meteorological Organization. 1994. A guide to the code form FM 92-IX Ext. GRIB Edition 1. Technical Report No.17, Geneva.
- World Meteorological Organization. 1996. Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation. Sixth edition.
- World Meteorological Organization. 2003 Guide to the WMO table driven code form used for the representation and exchange of regularly spaced data in binary form. FM 92 GRIB Edition 2. Geneva.
- Xiao, Q., Chen, L., Zhang, X. 2009. Evaluations of BDA Scheme Using the Advanced Research WRF (ARW) Model. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48, 680–689.

- Xu, J., Rugg, S., Byerle, L., Liu, Z. 2009. Weather Forecasts by the WRF-ARW Model with the GSI Data Assimilation System in the Complex Terrain Areas of Southwest Asia. *Weather Forecasting*, 24, 987-1008.
- Yu, S.C., Mathur, T., Kang, D.W., Schere, K., Tong, D. 2009. A study of the ozone formation by ensemble back trajectories-process analysis using the Eta-CMAQ forecast model over the northeastern US during the 2004 ICARTT period. *Atmospheric Environment*, 43, 355-363.