

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I



**ALTURA DE LA CAPA DE MEZCLA:
CARACTERIZACIÓN EXPERIMENTAL Y APLICACIÓN
DE UN MODELO METEOROLÓGICO PARA EL
ESTUDIO DE SU EVOLUCIÓN DIURNA**

**MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR**

Sylvia Núñez Crespí

Bajo la dirección de la Doctora:

Begoña Artiñano Rodríguez de Torres

Madrid, 2004

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I

**ALTURA DE LA CAPA DE MEZCLA:
CARACTERIZACIÓN EXPERIMENTAL Y APLICACIÓN
DE UN MODELO METEOROLÓGICO PARA EL
ESTUDIO DE SU EVOLUCIÓN DIURNA**

TESIS DOCTORAL

SYLVIA NÚÑEZ CRESPI

2001

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS
Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I

**ALTURA DE LA CAPA DE MEZCLA: CARACTERIZACIÓN
EXPERIMENTAL Y APLICACIÓN DE UN MODELO METEOROLÓGICO
PARA EL ESTUDIO DE SU EVOLUCIÓN DIURNA**

Memoria que para optar al grado de Doctor presenta
Sylvia Núñez Crespí

Directora: B. Artíñano Rodríguez de Torres

2001

A aquellos que me quieren

AGRADECIMIENTOS

La historia de esta memoria es la historia de muchos sucesos y de muchas personas. Durante el tiempo que dediqué a la realización de este trabajo, he tenido la fortuna de compartir experiencias y aprender de mucha gente que con su esfuerzo y apoyo desinteresado me han ayudado durante todos estos años.

Mis primeras palabras y recuerdos han de ser obligatoriamente para todas aquellas personas que han participado conmigo en las campañas de campo, sacrificando horas de sueño, fines de semana y dedicando muchos esfuerzos en las tareas experimentales en las que se ha basado esta memoria. De entre todos mis recuerdos entre los que se cruzan los madrugones, las horas de frío invernal o los golpes de calor estivales, el traslado de un material incómodo y pesado que ha repercutido en la espalda de muchos de nosotros, quiero destacar el nivel de compañerismo que hubo en aquel grupo y el espíritu de trabajo bien hecho. Por ello, a todos los que estuvieron a mi lado en esos días, quiero dedicarles esta memoria y darles la enhorabuena por el éxito de las campañas de medida que durante tanto tiempo estuvimos realizando.

A todos aquellos que me introdujeron en los aspectos instrumentales, que me enseñaron el funcionamiento de los equipos de medida y los programas informáticos de captación de datos, quiero agradecerles sus enseñanzas y consejos, así como también el tiempo que dedicaron a analizar conmigo los valores experimentales que se discuten en la presente memoria.

La finalización de esta etapa experimental en mi trayectoria profesional enlazó con un camino teórico dedicado al estudio de parametrizaciones y modelos meteorológicos en el que encontré el apoyo de muchas personas de las que aprendí multitud de cosas. En los años que dediqué a profundizar en este terreno teórico, he de destacar la disponibilidad permanente a atender mis dudas y discutir mis ideas con las personas que me han rodeado en mi trabajo. A todas ellas quiero expresarles lo mucho que agradezco ese gesto de generosidad desinteresada.

Pero para que alguien termine una memoria en un ámbito laboral se necesita también el apoyo institucional del lugar en el que se trabaja. Sin ese apoyo no hubiera podido encontrar el marco de investigación en el que ha germinado este trabajo, ni utilizar el material, ni los resultados de proyectos de investigación, ni dedicar ninguna hora a redactar esta memoria. A todos los que me han ayudado en este sentido, desde mis propios compañeros de trabajo, hasta los que se encuentran o se han encontrado en niveles de responsabilidad superiores al mío, quiero darles las gracias por su infinita comprensión y por su constante apoyo.

Con cariño, quiero dedicar un especial recuerdo a todas aquellas personas que han colaborado conmigo en la preparación de las salidas gráficas, en el tratamiento de datos y en la presentación de resultados a lo largo de todos estos años. A estas personas quiero agradecerles su inestimable esfuerzo y dedicación. En gran medida, este trabajo también se lo debo a ellas.

Por último, en el terreno personal tengo la suerte de contar con una familia que ha sido el verdadero motor de este trabajo. Aún cuando acogieron mi intención de paralizar este tema años atrás con cierta tristeza, mantuvieron un respetuoso silencio ante mi decisión y supieron comprender los motivos que me obligaron, entonces, a aparcarse esta memoria. El día que comuniqué mi deseo de reengancharla, no olvidaré el brillo en los ojos de mis padres, y precisamente, fue la ilusión de ellos, desde su respetuoso silencio, lo que me motivó con más fuerza a terminar este trabajo.

A mi lado, desde la intimidad de mi vida, hay alguien que ha compartido momentos inolvidables conmigo. Esa persona especial entenderá el verdadero significado de estas tres palabras:

Gracias por Existir

ÍNDICE

INTRODUCCIÓN 1

CAPÍTULO 1: DEFINICIÓN Y CARACTERÍSTICAS DE LA CAPA LÍMITE 5

1.1 Historia y definición de la capa límite 6

1.2 Características generales de la capa límite 11

1.2.1 Turbulencia 11

1.2.2 Estructura vertical 14

1.2.3 Grado de estabilidad 15

1.2.4 Variación diurna 18

1.2.5 Entrada de aire en la cima de la capa límite 20

1.2.6 Flujos de calor en superficie 21

1.2.7 Capa límite y contaminación atmosférica 23

1.3 Diferencias entre la capa límite y la atmósfera libre 24

CAPÍTULO 2: BASES TEÓRICAS DE LA CAPA LÍMITE 27

2.1 Ecuaciones del flujo turbulento 28

2.2 El cierre de las ecuaciones básicas 31

2.2.1 Teoría-K o esquema de cierre de primer orden 32

2.2.2 Teoría de la longitud de mezcla 35

2.3 Teoría de semejanza 39

2.3.1 Teoría de semejanza para la capa superficial 40

2.3.2 Teoría de semejanza para la capa límite 47

2.4 Parametrizaciones de la altura de la capa límite 49

2.4.1 Capa límite en condiciones neutras 51

2.4.2 Capa límite en condiciones de estabilidad 53

2.4.3 Capa límite en condiciones de inestabilidad 55

CAPÍTULO 3: CARACTERIZACIÓN EXPERIMENTAL DE LA ALTURA DE LA CAPA DE MEZCLA. ESTIMACIÓN DE SU EVOLUCIÓN DIURNA Y PERIODO DE CRECIMIENTO POR SITUACIONES SINÓPTICAS 57

3.1 Métodos instrumentales para la determinación de la altura de la capa límite 58

3.1.1 Sistemas de radiosondeos 59

3.1.2 Sistemas de radar, sodar y lidar 62

3.1.3 Torre meteorológica 64

3.1.4 Avión instrumentado 65

3.2 Descripción del emplazamiento, de las campañas experimentales y de los

equipos de medida	66
3.2.1 Descripción del equipo de sondeos con globo cautivo	69
3.2.2 Descripción del equipo de sondeos con globo libre	72
3.3 Tratamiento de los perfiles de las variables meteorológicas y determinación de la altura de la capa de mezcla	76
3.4 Determinación de la evolución diurna de la altura de la capa de mezcla en función de las situaciones sinópticas. Modelos de regresión no lineal	79
3.4.1 Definición de los escenarios meteorológicos: análisis de frecuencia	80
3.4.2 Procedimiento de estimación del modelo de regresión no lineal	90
3.4.3 Evolución de la altura de la capa de mezcla en condiciones de bajas presiones en las Islas Británicas (Tipo I)	93
3.4.4 Evolución de la altura de la capa de mezcla bajo condiciones de baja térmica peninsular (Tipo II)	97
3.4.5 Evolución de la altura de la capa de mezcla bajo la influencia de un anticiclón centroeuropeo (Tipo III)	100
3.4.6 Evolución de la altura de la capa de mezcla bajo condiciones de invasión de masa de aire frío en altura (Tipo IV)	102
3.4.7 Evolución de la altura de la capa de mezcla bajo condiciones de anticiclón peninsular (Tipo V)	104
3.4.8 Análisis conjunto de las evoluciones diarias de la altura de la capa de mezcla	107
3.5 Periodo de crecimiento de la altura de la capa de mezcla	108
3.5.1 Evaluación conjunta del periodo de crecimiento de la capa de mezcla	113
3.6 Inferencia estadística de los resultados	115
3.6.1 Inferencia estadística sobre las regresiones de la evolución completa	117
3.6.2 Inferencia estadística de los coeficientes de correlación de las evoluciones completas	119
3.6.3 Inferencia estadística sobre las regresiones del periodo de crecimiento	120
3.6.4 Inferencia estadística de los coeficientes de correlación del periodo de crecimiento	120
3.7 Determinación de variables significativas en los valores experimentales de la altura de la capa de mezcla	121
3.7.1 Condiciones de cielos despejados	123
3.7.2 Condiciones de cielos cubiertos	123
3.8 Resumen y conclusiones	124

CAPÍTULO 4: SIMULACIONES DE LA EVOLUCIÓN DE LA ALTURA DE LA CAPA DE MEZCLA A PARTIR DE UN MODELO DE DIAGNÓSTICO: RESULTADOS MESOESCALARES	127
4.1 Breve historia de la modelización de la capa límite	128
4.2 Descripción del modelo meteorológico CALMET	132
4.3 Configuración de los datos de entrada	134
4.3.1 Datos geofísicos	137
4.3.2 Datos meteorológicos	139
4.4 Parametrización del flujo de calor sensible en el modelo CALMET	141
4.5 Parametrización de la altura de la capa límite sobre tierra	146
4.6 Parametrización de la altura de la capa límite sobre superficies acuosas	151
4.7 Resultados del modelo: comparación con los datos experimentales	153
4.7.1 Simulaciones de la evolución de la capa de mezcla del Tipo I	153
4.7.2 Simulaciones de la evolución de la capa de mezcla del Tipo II	156
4.7.3 Simulaciones de la evolución de la capa de mezcla del Tipo III	158
4.7.4 Simulaciones de la evolución de la capa de mezcla del Tipo IV	160
4.7.5 Simulaciones de la evolución de la capa de mezcla del Tipo V	162
4.8 Erosión de la inversión radiativa nocturna y crecimiento de la altura de la capa de mezcla	163
4.9 Introducción de la parametrización lineal del periodo de crecimiento en el modelo CALMET: discusión de resultados	166
4.10 Cortes verticales meridianos y evolución de la capa de mezcla	168
4.11 Resumen y conclusiones	172
CAPÍTULO 5: SIMULACIONES DE LA EVOLUCIÓN DE LA ALTURA DE LA CAPA DE MEZCLA A PARTIR DE UN MODELO DE DIAGNÓSTICO: RESULTADOS PENINSULARES	175
5.1 Configuración de los datos de entrada	176
5.1.1 Información meteorológica en altura	177
5.1.2 Datos meteorológicos en superficie	178
5.1.3 Datos de topografía	181
5.1.4 Usos de suelo	185
5.2 Descripción de las simulaciones	189
5.3 Resultados del modelo	190
5.3.1 Simulaciones peninsulares en condiciones de baja térmica	191
5.3.2 Simulaciones peninsulares en condiciones anticiclónicas	193
5.3.3 Cortes verticales meridianos y zonales de la capa de mezcla	195
5.4 Resumen y conclusiones	197

CAPÍTULO 6: CONCLUSIONES GENERALES Y FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN	199
6.1 Conclusiones generales	199
6.2 Futuras líneas de investigación	201
REFERENCIAS	205
ANEXO DE FOTOGRAFÍAS DE CAMPAÑA	227
ÍNDICE DE FIGURAS Y TABLAS	233

INTRODUCCIÓN

La capa límite atmosférica o capa de mezcla representa el estrato de aire sujeto a la influencia de la superficie terrestre. Esta definición imprecisa sobre el aire que respiramos abre un ilimitado campo de investigación orientado a descubrir cómo se comporta y cuál es la extensión del estrato en el que se emiten los vertidos contaminantes y en el que se desarrolla la vida sobre la Tierra. Precisamente, en los modelos que estudian la contaminación atmosférica, la altura de la capa de mezcla es considerada como un parámetro esencial, del que sin embargo, no es sencillo obtener información al no formar parte de las prácticas meteorológicas rutinarias que llevan a cabo los organismos responsables en materia de medio ambiente.

La determinación del espesor de este estrato y su evolución a lo largo del día condensa una enorme complejidad. A la imprecisión que conlleva la propia definición, se le une la inexistencia de una formulación única, que permita ofrecer una estimación aproximada y fiable de este estrato atmosférico. En este sentido, durante los últimos años (Seibert et al., 2000), se ha venido reclamando el establecimiento de protocolos, que en materia de medio ambiente, tengan como objetivo la armonización de las definiciones y procedimientos para el cálculo de todos los parámetros relativos a la calidad del aire, entre los cuales se encuentra la altura de la capa límite. Las investigaciones actuales apuntan a destacar la importancia de los esquemas de parametrización que incluyen los modelos meteorológicos (alimentados con información estándar), como una alternativa que permita resolver la inexistencia de mediciones rutinarias de parámetros turbulentos de los que depende en gran medida, la dispersión del material contaminante que respiramos.

Recientemente, uno de los primeros pasos que se han llevado a cabo se encuentra enmarcado en el contexto de la Cooperación Europea en el Campo Científico y de Investigación Tecnológica (*COST Action 710: European Co-operation in the Field of Scientific and Technological Research*) dividido en cuatro grupos de trabajo cuyo objetivo es estudiar el balance de energía en superficie, la altura de capa de mezcla, los perfiles verticales de variables promedio y turbulentas, y los fenómenos asociados a terrenos complejos (Fisher et al., 1998).

En el contexto de la capa de mezcla, se hizo evidente que en las dos vías de cálculo del espesor de este estrato (la experimental y la teórica) existían multitud de procedimientos que requerían una discusión y estudio detallado ya que era necesario el establecimiento de una guía de recomendaciones, tanto para los métodos instrumentales como para las parametrizaciones teóricas, que sirviera como referencia para futuras actividades de investigación en este terreno (Seibert et al., 1998). Una de las conclusiones a las que se ha llegado dentro del contexto *COST 710* sobre la capa de mezcla es la necesidad de profundizar en la caracterización experimental de este parámetro en diferentes regiones climáticas a partir de campañas de medida, y la mejora y adaptación de los procedimientos desarrollados en modelos meteorológicos para su determinación teórica (Seibert et al., 2000).

El planteamiento de esta memoria ha abarcado estas dos vías, es decir, el campo de la experimentación y el campo teórico reflejado en el estudio de diversas parametrizaciones. El estudio experimental se fundamenta en el análisis de los resultados obtenidos en campañas de medida, lo que ha permitido aumentar el conocimiento de cómo se desarrolla, de qué forma profundiza y evoluciona este parámetro en función de diferentes situaciones meteorológicas, en el mejor de los laboratorios de ensayo que se pueden tener para estudiar la capa de mezcla: la atmósfera real. La segunda parte, la teórica, nace de la necesidad de encontrar en las fórmulas matemáticas, la manera de reproducir lo que experimentalmente se desarrolla en la Naturaleza. Como era de esperar, los resultados teóricos en muchas ocasiones han sido sorprendentes y a menudo desalentadores, dando idea de la dificultad que conlleva reducir, en un conjunto de ecuaciones, toda la diversidad y complejidad de la naturaleza de la atmósfera.

Los objetivos que se plantearon perseguir en esta memoria fueron, en primer lugar, la caracterización y estudio experimental de la evolución diurna del espesor de este estrato en función de distintos escenarios meteorológicos, y en segundo lugar, la determinación de un procedimiento teórico de cálculo que pudiera ser desarrollado en un modelo meteorológico y que respondiera a los procesos que habían sido analizados en el estudio experimental preliminar. La consecución de estos objetivos ha dado como resultado las siguientes líneas de investigación que se presentan en esta memoria:

- I. Caracterización experimental de la evolución diurna de la altura de la capa de mezcla en función de diferentes situaciones meteorológicas.
- II. Análisis del periodo de crecimiento de la capa límite para dichas condiciones.
- III. Evaluación de un procedimiento de cálculo del espesor de este estrato a partir de una parametrización basada en intercambios energéticos tierra-atmósfera.
- IV. Aplicación de un modelo meteorológico de diagnóstico, basado en esta parametrización, para las situaciones sinópticas consideradas en el área de Madrid.
- V. Desarrollo y adaptación de una parametrización específica para el estudio del periodo de crecimiento en el modelo meteorológico.
- VI. Análisis de la evolución de la altura de la capa de mezcla a escala peninsular.

En el primer capítulo de esta memoria se realiza un pequeño recorrido por la historia de la capa límite desde su nacimiento y se describen sus características más importantes. El capítulo segundo establece los fundamentos teóricos de la capa límite, analizando las principales teorías y parametrizaciones sobre este estrato. El capítulo tercero está dedicado a presentar los resultados experimentales sobre la evolución diurna de la capa de mezcla en diferentes escenarios meteorológicos, así como también se analiza el periodo de crecimiento y otras variables significativas. El análisis de una parametrización de la altura de la capa de mezcla en función del flujo de calor sensible será el objetivo del capítulo cuarto, así como la discusión de los resultados mesoescalares mediante la aplicación de un modelo de diagnóstico en el área de Madrid. El capítulo quinto, presenta los primeros resultados en el ámbito peninsular sobre la altura de la capa de mezcla para dos de las situaciones meteorológicas consideradas de gran interés por sus repercusiones en los niveles de calidad del aire.

Finalmente, se presenta un resumen de esta memoria, así como también sus conclusiones más relevantes.

CAPÍTULO 1

DEFINICIÓN Y CARACTERÍSTICAS DE LA CAPA LÍMITE

Los avances en el conocimiento de la turbulencia en la atmósfera y los estudios sobre la capa límite o capa de mezcla han ido emparejados a lo largo de todo el siglo XX. Así, la teoría estadística de la turbulencia y los problemas relativos a la difusión se deben en gran medida al trabajo de G.I. Taylor en los años 1915-1938 (Garratt, 1992). En este mismo periodo, von Karman y Prandtl enunciaron la hipótesis de longitud de mezcla para su aplicación directa en la atmósfera utilizando los conceptos de difusividad y de los gradientes de flujo basándose en la analogía con la transferencia molecular. Aunque los resultados de las investigaciones de Kolmogorov se conocieron en el mundo científico occidental años más tarde, en 1941 este investigador hizo una importante contribución al conocimiento de la turbulencia a pequeña escala y los procesos de transferencia de energía de las escalas más grandes hasta las más pequeñas. Así, según Kolmogorov, los elementos responsables de la mezcla que tiene lugar en la atmósfera son los remolinos turbulentos, y los movimientos turbulentos están constituidos por perturbaciones de un régimen promedio cuyos tamaños varían de forma continua desde la escala máxima de movimiento hasta la escala viscosa. Dichos remolinos, de enorme eficacia para la mezcla de las propiedades atmosféricas, se originan cerca del suelo como consecuencia del efecto producido por la cizalladura del viento y por el calentamiento del aire en contacto con la superficie terrestre.

En la década de los años 50 y a principio de los años 60 del siglo pasado, se realizaron grandes avances en el conocimiento de los procesos turbulentos bajo condiciones de flotabilidad y se desarrollaron las relaciones de flujo-gradiente. Así, en 1954 nace la teoría de semejanza de Monin-Obukhov de la capa superficial y la teoría de semejanza de Kazanski y Monin, en 1960 y 1961, para la capa límite. Entre los años 1960 y 1980 se realizaron grandes despliegues instrumentales de cuyos resultados se obtuvieron importantes parametrizaciones. Entre ellos, destaca el experimento de Wangara en 1967, el de Kansas en 1968 y el de Minnesota en 1973. Desde entonces, los avances conseguidos en el conocimiento de la estructura de la capa límite se deben en gran medida, al uso de modelos numéricos y a la aplicación de la teoría de cierre de orden superior para la resolución del movimiento turbulento en la atmósfera real. En

este sentido, el avance científico ha estado muy unido al desarrollo informático, lo que ha permitido obtener resultados con un alto contenido de complejidad matemática en tiempos de computación considerablemente más cortos.

1.1 HISTORIA Y DEFINICIÓN DE LA CAPA LÍMITE

Aparentemente, la altura de la capa de mezcla o capa límite parece una variable sencilla. Frente a otros términos meteorológicos, su nombre no sugiere que le acompañe una compleja definición teórica ni parece existir, a priori, una gran dificultad en determinar cuantitativamente el nivel hasta el que se produce mezcla turbulenta en el aire. Sin embargo, este parámetro esencial en la modelización atmosférica presenta una enorme dificultad en su correcta estimación, no existiendo unanimidad científica hasta la fecha, sobre el mejor y más exacto procedimiento de cálculo del espesor de mezcla atmosférico.

Pero a la dificultad en cuantificar hasta donde el aire siente la influencia de la superficie terrestre, se le une, además, la controversia en la elección de un nombre que designe apropiadamente a este estrato de aire. Así, la bibliografía sobre este tema, está repleta de términos entre los que se encuentran por ejemplo, capa límite planetaria, capa límite atmosférica, capa convectiva, capa mecánica, capa de mezcla o el uso de los acrónimos del inglés del tipo PBL (*Planetary Boundary Layer*), ABL (*Atmospheric Boundary Layer*), CBL (*Convective Boundary Layer*), ML (*Mixed Layer*), etc., de forma que ningún otro parámetro de las Ciencias Atmosféricas parece presentar tantos nombres diferentes para asignar a un mismo concepto. Las razones que han conducido a todos estos nombres solo se entienden si se retrocede en el tiempo, unos 150 años hacia atrás, situándose en los orígenes del descubrimiento del concepto de *capa límite*.

La historia comienza a finales del siglo XIX cuando, a raíz de los estudios sobre fluidos realizados por William Froude (1810-1879), aparece por vez primera dicho concepto. Las investigaciones de Froude estaban orientadas a estudiar los efectos de resistencia friccional en una plataforma delgada que se encontraba inmersa en agua (Garrat, 1992). Junto con su hijo Robert (1846-1924), Froude desarrolló leyes para los modelos a escala y preparó las bases del desarrollo de la teoría de la capa límite. Por aquellos años, Lord Rayleigh (1842-1919) propuso la técnica del análisis dimensional y

Osborne Reynolds (1842-1912) publicó en 1883 un excelente trabajo en el que se mostraba la importancia de los efectos viscosos a través de un parámetro adimensional, denominado en su honor como *número de Reynolds*. Mientras tanto, la teoría de los fluidos viscosos desarrollada por Navier (1785-1836) y Stokes (1819-1903) en la que habían añadido los términos viscosos a las ecuaciones del movimiento, permanecía relegada debido a su dificultad matemática.

Por entonces, en 1904, Ludwig Prandtl (1875-1953) un ingeniero alemán que trabajaba dentro del campo de la aerodinámica en el estudio de las corrientes fluídas afectadas por la presencia de obstáculos, publicó un artículo revolucionario en el campo de la Mecánica de Fluidos (Prandtl, 1905). Según Prandtl, en los flujos de los fluidos poco viscosos como en el aire o en el agua, el campo fluido puede dividirse en dos regiones: por un lado, una capa viscosa delgada o *capa límite* en las proximidades de superficies sólidas, donde los efectos viscosos son importantes, y por otro lado, una región exterior que se podía analizar con las ecuaciones de Euler y de Bernoulli.

Este trabajo marcó el comienzo del desarrollo de la teoría sobre la capa límite consolidándose como la herramienta más importante en el análisis de los flujos que caracterizan a los fluidos. Las investigaciones de los dos principales competidores de Prandtl, Theodore von Karman (1881-1963) y Sir Geoffrey I. Taylor (1886-1975), fueron las aportaciones a la Mecánica de Fluidos más destacables de comienzos del siglo XX.

Todos estos descubrimientos sobre la capa límite en fluidos tuvieron una importante repercusión en los campos de la ingeniería aplicada a las áreas de la Hidráulica, la Aerodinámica, la Mecánica de Fluidos y la Termodinámica, y en las ciencias de la Oceanografía y de la Meteorología. De esta forma, la adopción del término de *capa límite* en las Ciencias Atmosféricas surgió como consecuencia de la aplicación de las teorías desarrolladas para fluidos al escenario de la atmósfera real. Al principio, se consideró que la capa límite atmosférica tendría una estructura similar que la que se manifestaba en experiencias de laboratorio con fluidos. Los ensayos con túneles de viento confirmaban las primeras suposiciones ya que la capa límite atmosférica presentaba dos regiones distintas: una externa y otra interna tal y como se muestra en la figura 1.1. En la externa, también llamada *de Ekman*, el flujo no

presentaba apenas ninguna dependencia con la naturaleza de la superficie y el efecto de Coriolis por la rotación de la superficie terrestre era, si n embargo, muy importante. En la capa interna también conocida por *capa superficial*, el flujo por el contrario dependía claramente de la naturaleza de la superficie y no se veía afectado por la rotación. La transición entre la región interior y la exterior no era demasiado abrupta pero sí manifestaba tener una discontinuidad apreciable.

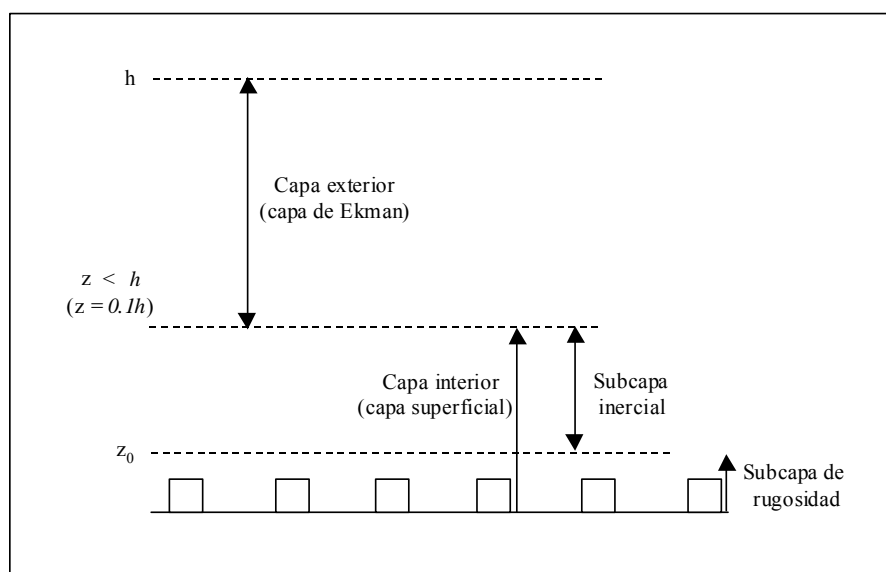


Fig. 1.1. Estructura de la capa límite para condiciones neutras (Garrat, 1992).

Dentro de la capa superficial se podía distinguir dos subcapas. La primera, conocida por el nombre de *subcapa rugosa*, presentaba un espesor aproximado al parámetro de rugosidad, z_0 . En ella, la turbulencia y los perfiles promedio dependían directamente de la estructura de los elementos rugosos y el intercambio de materia y energía entre la superficie y el aire venía dado por el proceso de difusión molecular. En la segunda, llamada *subcapa inercial*, el perfil de viento era logarítmico en condiciones de estratificación neutra.

Bajo esta perspectiva, la capa límite atmosférica no presentaba ningún tipo de influencia debida a los calentamientos o enfriamientos de la superficie rugosa, lo que limitaba su aplicación en la atmósfera a los casos en los que las condiciones mecánicas fueran predominantes en la generación de la mezcla turbulenta. Esta circunstancia podía considerarse acertada en la atmósfera real bajo condiciones de neutralidad (durante la

transición día-noche o en días nublados con velocidades de viento fuertes), pero estaba lejos de representar el resto de las situaciones dominadas por los efectos térmicos, condiciones que por otra parte, son mucho más frecuentes en la Naturaleza. El esquema más completo debía incorporar, de alguna manera, la influencia del intercambio energético entre ambos medios: el aire y la superficie terrestre. Lo que se manifestaba bajo estas condiciones, era el alejamiento del perfil del viento de la ecuación logarítmica a la vez que el giro del mismo con la altura, se convertía en insignificante para el caso de fuerte inestabilidad o convección (Plate, 1982). En resumen, la capa límite atmosférica en condiciones más cercanas a la realidad, dejaba de presentar una estructura como la que se manifestaba en condiciones de laboratorio en las que sólo se tenía en cuenta las perturbaciones mecánicas.

Precisamente, los estudios realizados en la atmósfera real, comenzaron a demostrar que los factores térmicos determinaban en gran medida el comportamiento y la naturaleza de las capas bajas del aire, descubrimiento que, por otra parte, fue determinante en el avance teórico y experimental, a la vez que marcó el nacimiento de una nueva nomenclatura. Así, un análisis cronológico de la bibliografía, muestra la aparición de los términos asociados al fenómeno de mezcla turbulenta o los relativos a la aportación energética por convección a partir de la segunda mitad del siglo pasado. Las razones fueron evidentes. Por un lado, el nombre de *capa de mezcla* surgió de considerar que la formación y mantenimiento de dicha capa se debían a la actividad de mezcla turbulenta que se manifiesta en la atmósfera. Por otro lado, puesto que la turbulencia atmosférica es debida en última instancia a la actividad solar, la evolución de dicha capa está condicionada por la aportación energética y por el proceso de convección.

Una de las primeras referencias en las que aparece el término *capa de mezcla* data de 1964. El artículo escrito por G. C. Holzworth es una ineludible referencia clásica en estudios sobre esta capa de aire. Más adelante en 1973, aparece el término *capa límite convectiva*, término que utilizó H. Tennekes en unos de los artículos más novedosos y difundidos que sobre la parametrización de esta capa se han publicado en el siglo XX.

Sin embargo, en contra de lo que parecía ser el establecimiento de un nuevo y único término para asignar este estrato de aire, las investigaciones, publicaciones y libros científicos siguieron y siguen presentando todos y cada uno de los términos indistintamente; casi podría decirse que la elección de uno u otro no depende más que del gusto del investigador. En realidad, los términos de *capa de mezcla o capa convectiva* suelen asociarse a investigaciones relativas a la estructura y crecimiento de esta capa en condiciones de inestabilidad o condiciones diurnas. Cuando las condiciones son estables o neutras o en los casos en los que se estudia este estrato de forma global, la tendencia de los investigadores es la de utilizar los términos asociados a *capa límite*.

Es necesario recalcar, en cualquier caso, que el término capa de mezcla puede entenderse como la parte de la capa límite que se desarrolla durante las condiciones diurnas. En este caso, no podría considerarse estrictamente igual un término u otro, ya que mientras que la capa límite engloba a la capa de mezcla, lo contrario no sería cierto.

Respecto a la variedad con la que aparece definida la capa de mezcla en la bibliografía puede decirse que es consecuencia directa de la dificultad que conlleva el delimitar la influencia que la superficie terrestre tiene en el aire que se encuentra por encima de ella. Por ello, las definiciones también dependen de la particularidad con la que cada investigador quiere estudiar y analizar este estrato y de los datos disponibles para tales estudios. En el caso de que se analicen las condiciones convectivas, la capa de mezcla se presenta como el estrato condicionado por el proceso de transferencia de energía, mientras que para las condiciones mecánicas, la capa límite se considera definida por las propiedades del aire bajo condiciones de neutralidad y/o estabilidad.

De todas las definiciones que existen en la bibliografía, en la presente memoria se considerará el término capa límite o capa de mezcla indistintamente como *el estrato de aire en el que 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 hasta un nivel delimitado normalmente por la presencia de una discontinuidad térmica, a partir de la cual, el comportamiento de la atmósfera no está sujeto a dichos intercambios turbulentos*.

1.2 CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LA CAPA LÍMITE

La naturaleza de la capa límite condensa una enorme complejidad. En dicha capa, el régimen turbulento domina los movimientos del aire y la activación solar es un factor determinante que regula el ciclo diario de su evolución. Los cambios de sus grados de estabilidad, su capacidad dispersiva y su estructura vertical son algunas de las características que definen y diferencian este estrato de aire de la atmósfera libre.

1.2.1 Turbulencia

La mezcla que se desarrolla en las capas bajas de la atmósfera está íntimamente relacionada con el carácter turbulento de la misma. Existen algunos casos muy excepcionales en la naturaleza en los que la mezcla se produce por difusión molecular bajo regímenes laminares, pero mayoritariamente, el mecanismo de mezcla más frecuente y eficaz en la atmósfera es el que tiene lugar cuando el régimen es turbulento. Bajo estas condiciones, la mezcla molecular es totalmente despreciable.

La turbulencia de las capas bajas se caracteriza por su tridimensionalidad y su carácter altamente aleatorio e irregular. En contraste con el flujo laminar, los flujos turbulentos manifiestan una enorme variabilidad en sus escalas espacio-temporales. La escala de tiempo de los movimientos turbulentos varía desde unos pocos segundos para los remolinos pequeños hasta aproximadamente media hora para los remolinos más grandes. La escala espacial cubre valores desde los milímetros de las fluctuaciones disipativas hasta algunos cientos de metros de los remolinos de la capa límite. La figura 1.2 muestra las escalas características de algunos tipos de procesos atmosféricos. Los fenómenos que tienen una escala espacial más pequeña de 3 km y con escalas de tiempo menores a 1 hora, forman parte de la microescala. El estudio de la capa límite atmosférica se encuentra definido dentro de los procesos microescalares. Sin embargo, la naturaleza y variación de la capa límite está vinculada también con fenómenos que tienen lugar en escalas mayores.

Respecto de la mesoescala, surgieron varias clasificaciones que llevaron a dividirla en tres subescalas (α , β , γ) en función bien de la separación de las estaciones de observación de las redes existentes, o bien considerando las dimensiones

horizontales de los sistemas meteorológicos y su duración temporal (Fujita, 1963; Orlanski, 1975; Fujita, 1981).

Entre otros, Pielke (1984) define la mesoescala como aquella lo suficientemente grande como para que sea posible la aplicación de la aproximación hidrostática y lo suficientemente pequeña como para que la aceleración de Coriolis pueda considerarse también pequeña en comparación con los términos advectivos y los del gradiente de presión. Esta clasificación en tres subescalas también fue aplicada más tarde a la microescala.

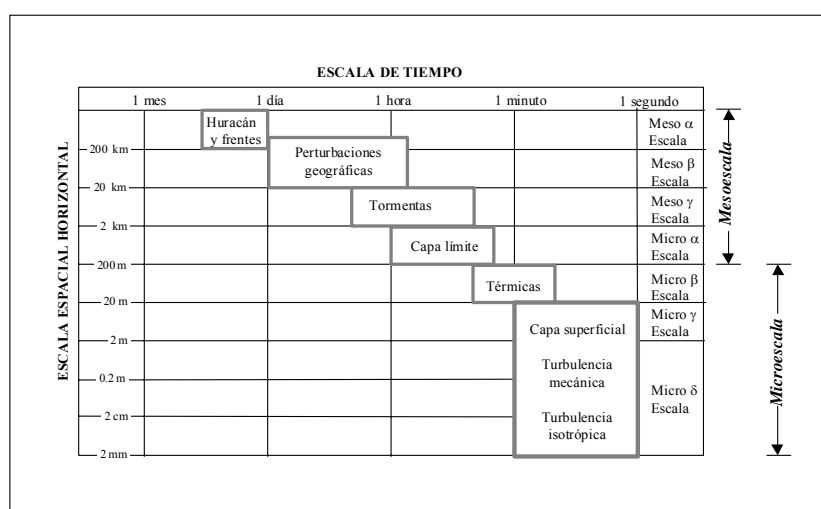


Fig. 1.2. Ordenes de magnitud de espacio y tiempo asociados a los fenómenos atmosféricos (Stull, 1988).

El espectro de la turbulencia que se manifiesta en la atmósfera viene representado en la figura 1.3. Dicha figura representa el espectro de la velocidad del viento medida cerca de la superficie terrestre. El eje de ordenadas es una medida de la cantidad de energía turbulenta que lleva asociada un remolino de un tamaño particular. El eje de abscisas representa la escala de tiempo y frecuencia de la variación de la velocidad del viento y da una idea del tamaño del remolino.

El análisis de esta representación está relacionado con la hipótesis de Taylor, según la cual, los remolinos de tamaño más pequeño tienen unos periodos de tiempo menores a los de los remolinos más grandes.

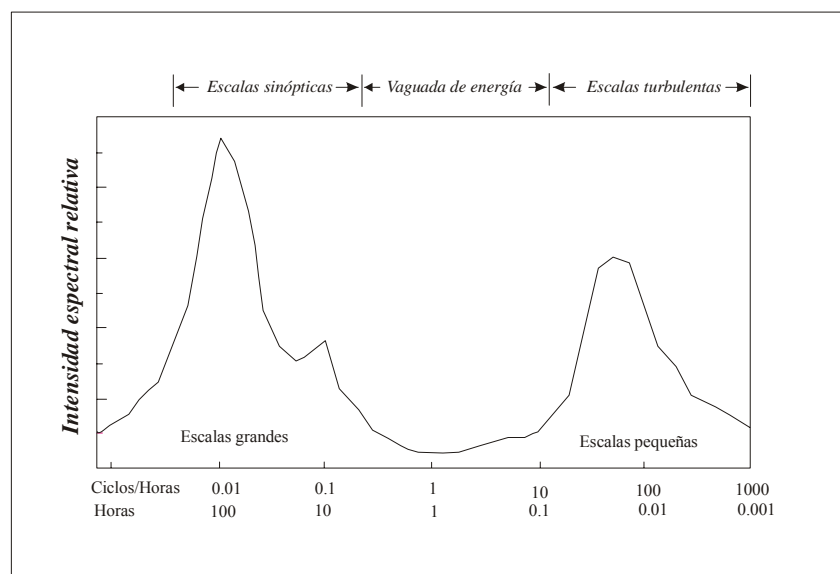


Fig.1.3. Frecuencia de los remolinos y periodos de tiempo (Van der Hoven, 1957).

Los picos del espectro de la figura 1.3 muestran qué tipo y tamaño de remolinos contribuyen mayoritariamente a la energía cinética turbulenta (Stull, 1988). El primer pico que se encuentra a la izquierda de la figura, corresponde a las variaciones de la velocidad de viento asociadas al paso de frentes y de sistemas meteorológicos. El segundo pico que se encuentra inmediatamente después, responde al crecimiento de la velocidad del viento durante el día y su decrecimiento durante la noche. El último pico, situado más a la derecha, corresponde a la microescala.

Por otra parte, los procesos turbulentos que se manifiestan en la capa límite presentan un carácter difusivo y disipativo. El carácter difusivo de la turbulencia es una de las propiedades más importantes en dicha capa, ya que es precisamente la difusividad lo que facilita la mezcla de las distintas propiedades del aire y de los vertidos que en las capas bajas se producen. Las consecuencias asociadas a las emisiones de contaminantes por la actividad humana están íntimamente relacionadas con esta propiedad de la turbulencia atmosférica en la capa límite. Un ejemplo de ello se produce con elevada frecuencia en nuestras latitudes a lo largo del año tanto en los periodos invernales, bajo situaciones de gran estabilidad, como durante el verano, cuando los procesos fotoquímicos favorecidos por las condiciones meteorológicas pueden determinar situaciones de riesgo para la salud humana. En estos casos, el conocimiento de la capacidad difusiva de la atmósfera juega un papel primordial.

El carácter disipativo de la turbulencia puede ser observado y medido a diario de forma directa. El ciclo diario de activación y disipación de la energía turbulenta asociada a la actividad solar es una de las manifestaciones más evidentes de la naturaleza turbulenta de nuestra atmósfera. La conclusión que se deriva de esta propiedad es el hecho de que para que esta activación turbulenta tenga lugar, es necesario un suministro continuo de energía ya sea por vía mecánica o por vía térmica.

1.2.2 Estructura vertical

La estructura vertical esquemática de la capa límite o capa de mezcla incluyendo los factores térmicos a la vez que los mecánicos, presenta varias diferencias respecto del esquema representado en la figura 1.1. Bajo estas condiciones, tanto los efectos de la rugosidad de la superficie, como otras propiedades asociadas a los cambios térmicos, son transmitidos verticalmente a través del mecanismo de mezcla turbulenta (Yagüe, 1992). Es de suponer, por tanto, que la unión de estas dos contribuciones proporcione espesores de mezcla mayores a los que se obtenían considerando solo los efectos mecánicos. Pero además, la inclusión del factor térmico provoca la aparición de fuertes inestabilidades o células convectivas lo que lleva asociado, en ocasiones, la aparición de nubes de desarrollo vertical próximas a inversiones térmicas en altura. En estos casos, siempre y cuando puedan realizarse medidas en altura, el espesor de la capa de mezcla puede estimarse mediante la detección de la base de las nubes convectivas o de las bases de las inversiones proporcionando, de esta forma, lo que parece ser un método relativamente sencillo para estimar este valor (Fig. 1.4).

Las inversiones térmicas, actuarían por tanto como superficies de discontinuidad entre las dos masas de aire distintas: la que se encuentra dentro de la capa de mezcla y la que se encuentra por encima de dicha capa. Esta característica, aparece claramente reflejada en los perfiles verticales de magnitudes como la temperatura y la humedad. También en ocasiones la velocidad y dirección del viento presentan un comportamiento distinto dentro o fuera de la capa de mezcla, e incluso los niveles de concentración disminuyen frecuentemente por encima de la inversión térmica. La razón de esta diferencia se debe a que la intensificación de la turbulencia por el efecto térmico produce un mayor homogeneización de las propiedades como consecuencia de la mayor eficiencia de la mezcla.

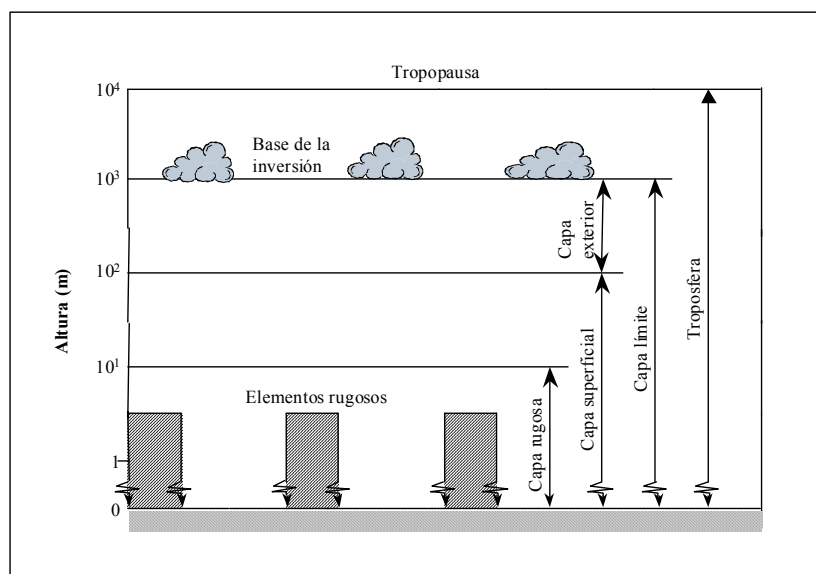


Fig. 1.4. Estructura de capa límite para condiciones neutras e inestables (Plate, 1982).

De esta forma, en la capa límite, el viento, la humedad y la temperatura potencial pueden presentar perfiles verticales constantes con la altura (Melas, 1990), presentando una clara discontinuidad por encima de esta capa. Ahora bien, aunque las propiedades atmosféricas tienden a permanecer uniformemente distribuidas por debajo de la inversión térmica, la mezcla no es en muchos casos lo suficientemente intensa como para producir una homogeneización real tan definida. La humedad, por ejemplo, decrece a menudo débilmente con la altura, ya que la fuente principal de vapor de agua en la atmósfera está relacionada con el proceso de evaporación que tiene lugar en la superficie terrestre, mientras que la entrada de aire seco se produce en la cima de la capa de mezcla. Sin embargo, esta propiedad de homogeneización de la capa de mezcla suele ser considerada en multitud de procedimientos teóricos, y a que permite simplificar las expresiones que conducen a determinar el espesor de este estrato.

1.2.3 Grado de estabilidad

Los cambios en el grado de estabilidad es otra de las propiedades de la capa límite. La estructura de esta capa se encuentra directamente influenciada por la fricción y los intercambios energéticos con la superficie terrestre. Es por ello por lo que en la capa límite pueden manifestarse tres estados: estabilidad, inestabilidad y neutralidad.

Estos tres estados determinan, por otra parte, la evolución diaria del espesor de dicha capa al estar directamente asociados con el ciclo diario de actividad solar.

A) Condiciones estables

En los últimos años, se han realizado numerosos avances en el conocimiento de la capa límite estable a partir de diversas campañas experimentales llevadas a cabo con instrumentación avanzada de medida continua (Cuxart et al., 2000, Yagüe et al., 2001). Las condiciones de estabilidad de la capa límite se manifiestan, normalmente, durante la noche cuando la ausencia de aportación energética del sol provoca la formación de inversiones de temperatura en las proximidades de la superficie terrestre. Bajo estas condiciones, las variables meteorológicas en esta capa estable, manifiestan tener una variación vertical típica (Fig. 1.5) con un incremento de su valor desde la superficie terrestre hasta la cima de la inversión que determina el espesor de dicha capa (Plate, 1982). La mezcla que se produce en condiciones de estratificación estable es considerablemente pequeña. La estabilidad no favorece el intercambio vertical entre distintos niveles de forma que la agitación turbulenta es muy reducida.

La formación de este tipo de inversiones térmicas llamadas *radiativas* suelen estar asociadas a condiciones anticiclónicas con velocidades de viento débiles. Un valor típico del espesor de estas inversiones suele ser del orden de 100 m, aunque puede variar entre los 50 y los 200 m.

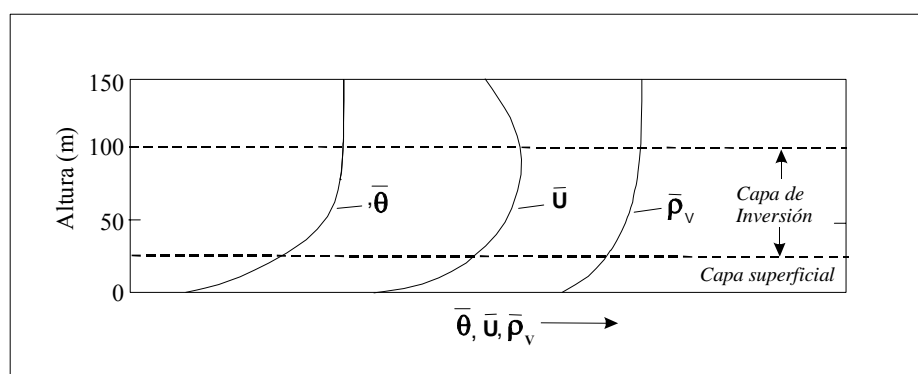


Fig. 1.5. Perfiles ideales de temperatura (θ), velocidad del viento (u) y densidad (ρ_v) para la capa límite estable (Beljaars, 1992).

La activación turbulenta bien por procedimientos mecánicos o térmicos, o lo que es lo mismo, la presencia de viento o el calentamiento de la superficie terrestre al amanecer, conducirá de nuevo al desarrollo de mezcla, tendiendo a homogeneizar el fluido en toda la capa. Así, la estratificación estable tiende a debilitarse, llegando a desaparecer a partir del momento en el que la mezcla desarrollada comienza a ser intensa (Beljaars, 1992).

B) Condiciones inestables

Las condiciones de estratificación inestables comienzan a manifestarse con la salida del sol, cuando el calentamiento de la superficie terrestre es transmitido hacia la atmósfera destruyendo la inversión radiativa formada durante la noche. Bajo estas condiciones, la capa límite presenta una intensa agitación o mezcla vertical lo que se traduce en un incremento del espesor del volumen de aire afectado por el calentamiento del suelo que llega a alcanzar su máximo valor durante horas centrales del día. La altura máxima de la capa de mezcla depende de varios factores. Suele decirse que este valor es del orden de 1000 m aunque en condiciones de fuerte inestabilidad puede alcanzarse niveles considerablemente mayores que duplican o triplican este valor.

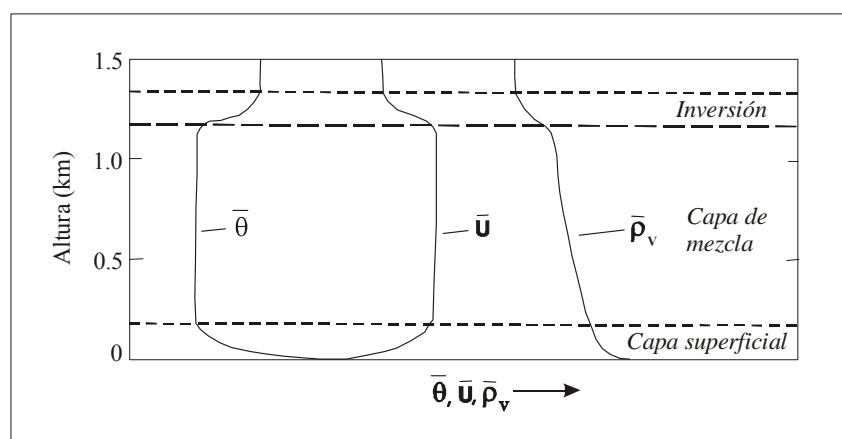


Fig. 1.6. Perfiles ideales de temperatura (θ), velocidad del viento (u) y densidad (ρ_v) para la capa límite inestable (Beljaars, 1992).

La figura 1.6 muestra los perfiles verticales de un día típico de condiciones inestables en el que dominan los efectos convectivos. La mezcla turbulenta puede ser tan intensa, que las capas de aire cercanas al suelo suelen presentar una estratificación

caracterizada por un fuerte gradiente vertical de temperatura. Por encima de este nivel, los perfiles suelen ser constantes con la altura como consecuencia de la intensidad de la agitación vertical en la capa de mezcla, lo que facilita la homogeneización de las propiedades del aire. La cima de dicha capa se encuentra definida por la presencia de una inversión térmica en altura, discontinuada que en ocasiones también reflejan otras variables como la velocidad o la humedad del aire.

C) *Condiciones neutras*

Las condiciones neutras en la atmósfera son menos frecuentes. Suelen estar asociadas a situaciones de fuertes vientos con cielos cubiertos en los que el efecto de transporte del viento y el escaso calentamiento del suelo se traducen en atmósferas de escasa mezcla vertical. Estas condiciones son, sin embargo, sumamente interesantes durante la noche o al final de día cuando el cese de la aportación energética del sol provoca el colapso de la capa de mezcla con una disminución rápida de su espesor, lo que suele traducirse en una estratificación cercana o igual a la neutralidad configurando lo que recibe el nombre de *capa límite residual*. La capa límite residual está constituida por aire en el que ha quedado una actividad turbulenta residual de la capa de mezcla (Fig. 1.7), por esa razón también se la denomina en ocasiones como capa de mezcla débil (Beljaars, 1992). Estrictamente hablando, la capa residual no podría considerarse como una capa límite ya que no presenta ningún "contacto" directo con la superficie terrestre (Stull, 1988). En realidad, lo que en dicha capa se manifiesta es el recuerdo de la actividad de mezcla que tuvo lugar antes de la caída del sol. Esta circunstancia ocasiona un estancamiento de los contaminantes emitidos en horas anteriores, los cuales pueden permanecer en la capa residual sin apenas mezclarse hasta el día siguiente. La presencia de contaminación de días anteriores en las capas altas puede sumarse a las nuevas emisiones estancadas de las capas bajas estables durante la ruptura de las inversiones térmicas, aumentando de esta forma los niveles de contaminación por el fenómeno de fumigación (Zhang y Rao, 1999).

1.2.4 Variación diurna

La capa límite en la atmósfera presenta una escala temporal característica. Dicha escala recoge la importante dependencia de la altura de la capa de mezcla con la

actividad solar de forma que su crecimiento, desarrollo y decrecimiento están condicionados por la aportación energética del sol, lo que se manifiesta en una clara componente diurna. Esta dependencia temporal marca una enorme diferencia respecto de la capa límite en condiciones mecánicas, ya que se traduce en un comportamiento dinámico y variable del espesor del aire, condicionado por el proceso de convección. De esta forma, la capa límite presenta un carácter nocturno y diurno claramente diferenciado (Fig. 1.7). Mientras que durante la noche, normalmente la capa límite viene definida por el estrato estable representado por la inversión radiativa superficial, durante el día, la actividad turbulenta provoca el desarrollo de la capa de mezcla, fenómeno que contempla las siguientes etapas:

- I) Destrucción de la inversión radiativa nocturna a primeras horas de la mañana y comienzo de una débil capa de mezcla mientras se destruye paulatinamente el estrato estable nocturno.
- II) Formación de una capa de mezcla de gran espesor en horas centrales del día, delimitada frecuentemente por la presencia de una inversión térmica en altura.
- III) Pérdida o disminución de la inestabilidad como consecuencia del desequilibrio térmico que tiene lugar al atardecer.
- IV) Finalmente, formación de una nueva inversión térmica radiativa que irá profundizándose e intensificándose a lo largo de la noche.

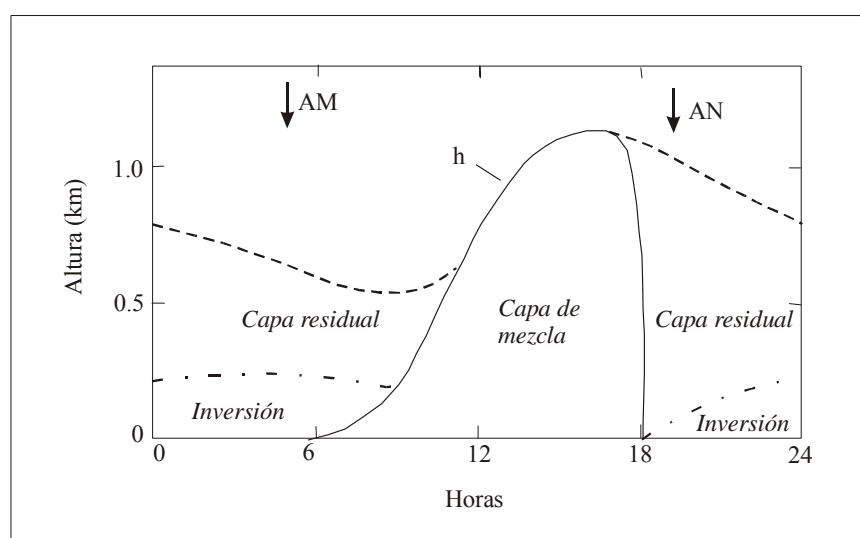


Fig. 1.7. Variación diurna de la capa límite. AM es el amanecer y AN el anochecer (Beljaars, 1992).

La discontinuidad en la evolución diurna de la capa de mezcla que se manifiesta en el amanecer y al final del día, muestra claramente la transición entre las condiciones de estabilidad nocturna y la inestabilidad diurna por un lado, y por otro, el proceso por el que el cese de la actividad solar determina la interrupción y debilitación de las células convectivas, y el establecimiento de las condiciones de estabilidad que conducen a la formación de las inversiones radiativas nocturnas.

Estas etapas que forman parte de la evolución diurna de la capa de mezcla (Fig. 1.7) demuestran la necesidad de estudiar dicha evolución como un complejo proceso en el que intervienen multitud de fenómenos. Por un lado, los fenómenos a microescala gobiernan los procesos de destrucción de las inversiones radiativas y de los flujos de calor y momento desde la superficie terrestre hasta la cima de la capa de mezcla. Por otro lado, los aspectos sinópticos determinan los diferentes regímenes de tiempo en los que se producen los procesos de mezcla (Berman et al., 1999).

Por todo ello, el análisis del comportamiento temporal de la altura de la capa de mezcla debe contemplar el ciclo diario de estabilidad nocturna e inestabilidad diurna y los regímenes de tiempo a gran escala en los que se desarrolla este estrato de aire (Dayan et al. 1988).

1.2.5 Entrada de aire en la cima de la capa límite

Normalmente, las inversiones térmicas que se encuentran en las capas altas de la atmósfera son consideradas como interfases que delimitan la capa de mezcla. Sin embargo, en ellas tiene lugar cierto intercambio de aire a través de lo que se conoce como la *zona de entrada o zona de entrañamiento* (Redondo, 1988), que es precisamente, donde a menudo la inversión térmica es más intensa. En dicha zona, existe un intercambio de fluido a través de la interfase que delimita el flujo turbulento (Turner, 1973). En el proceso de intercambio, una parte del fluido es atrapada por los movimientos turbulentos a través de la interfase, y consecuentemente, es mezclado con el fluido de la región turbulenta. Este fenómeno es el causante de la transferencia de aire que se manifiesta por encima de la inversión térmica hacia la capa de mezcla a expensas de energía cinética turbulenta. De esta forma, este proceso contribuye al incremento del espesor de dicha capa de aire.

Sin embargo, es necesario tener en cuenta que el proceso de entrada de aire en la cima de la capa límite es esencialmente un proceso a pequeña escala en el que la turbulencia es altamente intermitente. Desgraciadamente, el conocimiento que se tiene de este fenómeno es menor que el de las capas bajas de la atmósfera debido fundamentalmente a la escasez de medidas en dicha zona.

La entrada de aire se debe a que la flotabilidad de las células convectivas es, en ocasiones, tan intensa que pueden penetrar hacia la zona del aire caliente que se encuentra justo por encima de ellas. Esta penetración provoca la aparición de ondulaciones en la interfase ocasionando la intensificación de la cizalladura local que a su vez alimenta este fenómeno a pequeña escala. De esta forma, son tres los mecanismos que pueden generar este proceso en la cima de la capa de mezcla: (1) la fuerte convección producida por el calentamiento de la superficie y relacionada, como ya se verá más adelante, con la velocidad de escala w_* , (2) la rugosidad de la superficie relacionada con la velocidad de fricción u_* , y (3) la turbulencia generada por la cizalladura del viento en la cima de la capa de mezcla asociada con el salto de velocidad que se produce en la zona de entrada de aire. Dicho proceso se produce en contra de la flotabilidad, y por tanto a expensas de la energía cinética turbulenta, lo que puede provocar un aumento del espesor de la capa de mezcla en un 10%.

Experimentos de laboratorio parecían sugerir que el error que se cometería al despreciar este efecto de entrada de aire caliente en el cálculo del espesor de la capa de mezcla sería muy pequeño (Deardorff et al., 1969). Sin embargo, recientemente, han aparecido resultados con trarios en los que se destaca la importancia de este fenómeno en el crecimiento y alcance de la capa de mezcla (Sullivan et al., 1998; Van Zanten et al., 1999).

1.2.6 Flujos de calor en superficie

Los flujos de calor entre la superficie terrestre y las capas bajas de la atmósfera tienen una gran importancia en la parametrización de la capa límite. La variación diurna del espesor de dicha capa depende, en gran medida, de la cantidad de radiación que recibe la superficie terrestre y el reparto que se hace de toda esta energía. Es por ello por

lo que la influencia de la superficie terrestre en el balance energético debe considerarse como un factor importante en el estudio de esta capa de aire.

De forma simplificada, el mecanismo de reparto de energía es el siguiente: la radiación solar calienta la superficie terrestre y, a medida que aumenta la energía del suelo, parte del exceso de calor es transmitido hacia la atmósfera en forma de calor sensible (Q_H). Si el suelo se encuentra húmedo, se producirá evaporación lo que permite una eliminación de calor del suelo en forma de calor latente (Q_E). A su vez, parte del calor también es transmitido hacia las capas profundas del suelo (Q_G).

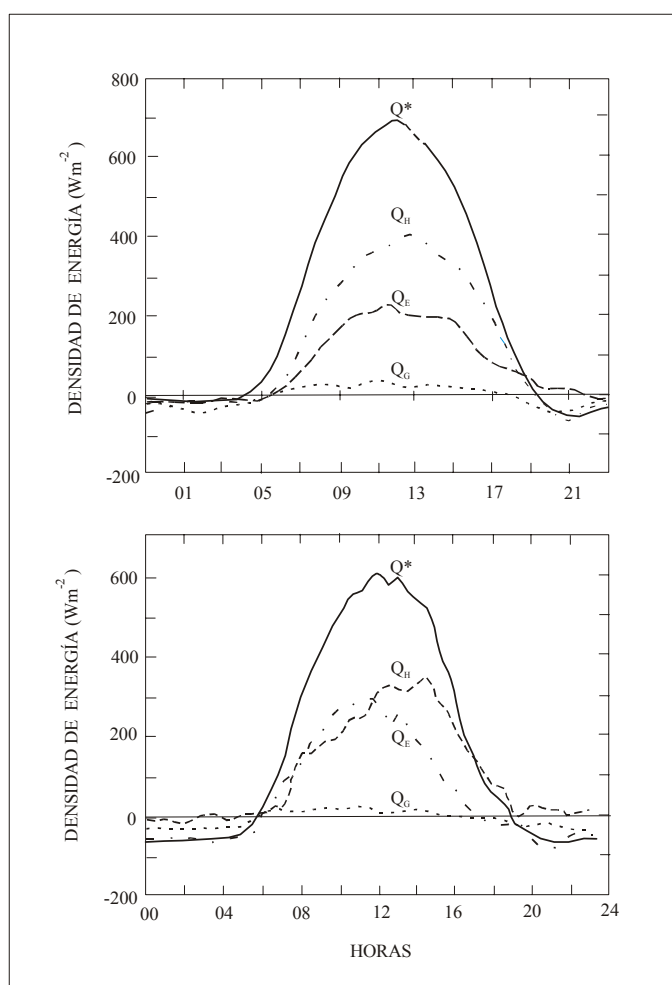


Fig. 1.8. Balance de energía diurno. La figura superior muestra resultados obtenidos en Inglaterra y la figura inferior muestra resultados obtenidos en Canadá para el mes de julio de 1971 y 1970 respectivamente (Oke, 1978).

La consideración de este esquema permite identificar el reparto de la radiación neta (Q^*) que llega a la superficie terrestre en función de las tres contribuciones caloríficas anteriores, es decir, como la suma del flujo de calor sensible, flujo de calor latente y flujo de calor del suelo (Fig. 1.8). En condiciones no advectivas, dichos flujos están gobernados por el ciclo diario de la radiación del sol (Oke, 1978).

1.2.7 Capa límite y contaminación atmosférica

Otro de los aspectos interesantes de la capa de mezcla es la relación que existe entre el espesor de esta capa y el nivel de contaminación que se encuentra retenido en ella. En la literatura de la contaminación ambiental, la capa de mezcla es considerada como el estrato de aire, a través del cual, los contaminantes liberados desde la superficie terrestre son transportados y difundidos a través de la atmósfera (Arya, 1988). De esta forma, las emisiones que tienen lugar en las capas bajas quedan retenidas en un volumen de aire cuya dimensión vertical está delimitada por la altura de la capa de mezcla. Es por ello, por lo que puede decirse que existe una estrecha relación entre los índices de contaminación atmosférica y el espesor de este estrato del aire. Esta delimitación del volumen de aire en el que pueden mezclarse los contaminantes produce una disminución de la visibilidad en las capas bajas de la atmósfera, lo que es cada vez más evidente en las áreas de influencia de los grandes núcleos urbanos e industriales.

Al mismo tiempo, esta definición relativa al volumen de aire en el que pueden mezclarse los contaminantes conduce, en algunos casos, a ciertas confusiones. En algunos trabajos puntuales en el campo de la contaminación atmosférica se destacan las diferencias entre el espesor real de la altura de la capa de mezcla y el espesor del aire que podríamos llamar como *estrato contaminado*. En 1983, R. Aron publicó un interesante artículo en el que destacaba las diferencias entre estas dos capas y consideraba varias razones por las que tales diferencias podrían producirse. Entre ellas, (1) la enorme variación espacial y temporal de la altura de la capa de mezcla que en muchos casos no es considerada en los estudios de contaminación atmosférica, (2) los métodos tradicionales de cálculo de este estrato, considerando tan solo dos perfiles de temperatura, lo que puede llevar a realizar excesivas simplificaciones relativas a su evolución y desarrollo a lo largo del día, y por último (3) al hecho de que posiblemente el tiempo que los contaminantes necesitan para dispersarse hasta la cima de la capa de

mezcla no coincide con la rapidez del cambio que en sí experimenta dicha capa. Por otra parte, es necesario considerar el tipo de fuentes y el ritmo o de emisión de los contaminantes cuando se realizan vinculaciones entre la capa de mezcla y el tope hasta el que alcanza dicha contaminación. Obviamente, el estrato en el que se mezclan los contaminantes coincidirá con el espesor de la capa límite cuando haya transcurrido el tiempo suficiente para que se produzca la dispersión vertical y horizontal completa de dicha contaminación, siempre que no haya fuentes o sumideros significativos, transformaciones químicas, u otros fenómenos meteorológicos que perturben el proceso de homogeneización (Seibert et al., 2000).

En cualquier caso, la capa de mezcla debería ser considerada como el volumen completo de aire en el que *potencialmente* una masa contaminada podría ser dispersada y transportada. Que alcance el tope vertical de la capa de mezcla o no, dependerá como se ha visto, de muchos y diversos factores y circunstancias.

1.3 DIFERENCIAS ENTRE LA CAPA LÍMITE Y LA ATMÓSFERA LIBRE

Todas estas propiedades de la capa límite son más destacables cuando se comparan con las características del estrato inmediatamente superior, que configura lo que se conoce por *atmósfera libre*. Entre ambas capas, una discontinuidad de temperatura favorece el desacoplamiento del aire, lo que determina y refuerza las diferencias entre el régimen que caracteriza el aire que se encuentra por encima y por debajo de dicha discontinuidad (Stull, 1988). Básicamente las diferencias más notables entre la capa límite y la atmósfera libre hacen referencia a cuatro aspectos:

- (1) Por un lado, mientras que, como se ha descrito anteriormente, la capa límite es mayoritariamente turbulenta, en la atmósfera libre la turbulencia solo se manifiesta en las nubes convectivas y en la llamada *corriente en chorro*.
- (2) La dispersión, que en la capa límite es intensa tanto en la componente horizontal como en la vertical por el efecto de mezcla, es radicalmente diferente en la atmósfera libre. Allí tiene lugar una difusión pequeña a escala molecular y en ella el transporte horizontal se debe a la intensidad del viento medio.

- (3) Precisamente el viento es otra característica diferenciadora, ya que es cercano al perfil logarítmico en la capa superficial bajo condiciones de neutralidad y es subgeostrófico en la capa límite. En la atmósfera libre, el viento es cercano al geostrófico.
- (4) Por último, respecto del espesor de ambas capas, el de la capa límite varía entre los 100 m y los 2000 m a lo largo del día, o incluso puede llegar a ser mayor en algunas condiciones de fuerte convección. Además, suele presentar una onda diurna en su desarrollo debido al intercambio energético con el suelo y manifiesta grandes variaciones con el espacio, como ya se ha visto anteriormente. El espesor de la atmósfera libre no presenta estas variaciones tan acusadas con el espacio y el tiempo y suele variar entre los 8 y 18 km.

CAPÍTULO 2

BASES TEÓRICAS DE LA CAPA LÍMITE

La parametrización de la capa límite encierra todos aquellos procedimientos matemáticos, hipótesis y simplificaciones mediante las cuales se tratan las ecuaciones que describen los movimientos y las características del aire que nos rodea. Junto con el análisis del aire en superficie, el estudio de la capa límite permite determinar los flujos de variables como el calor, humedad y momento, y su redistribución en todo el espesor de esta capa. La utilización de estos esquemas junto con el de radiación permite determinar el modelo de variación diurna que manifiestan las variables meteorológicas cercanas al suelo.

La parametrización de cualquier fenómeno atmosférico supone considerar varias premisas. En primer lugar, la correcta identificación de la escala espacio-temporal en la que se desarrolla dicho fenómeno, debido al amplio espectro de los movimientos atmosféricos. Por otro lado, la correcta imposición de suposiciones que conducen a desarrollar un procedimiento matemático de cálculo a partir de la simplificación de las ecuaciones primitivas irresolubles. La aplicabilidad del procedimiento desarrollado estará condicionada por el cumplimiento de las hipótesis realizadas en las ecuaciones generales de partida. Por último, es importante disponer de datos experimentales que permitan analizar la bondad del método y las limitaciones de las ecuaciones que se aplican a un determinado fenómeno.

Las ventajas de los ejercicios de parametrización en el campo de la Meteorología son numerosas. Entre todas ellas, se pueden destacar las siguientes:

- (1) La mayor parte de los procedimientos desarrollados tienen un objetivo común, que se traduce en proporcionar información sobre magnitudes de difícil obtención a partir de variables relativamente sencillas y que pueden provenir de medidas rutinarias.
- (2) Las parametrizaciones implementadas en modelos meteorológicos reducen el coste computacional al disminuir la complejidad del problema a tratar.

- (3) Permiten cuantificar parámetros meteorológicos allí donde no pueden realizarse medidas experimentales directas.
- (4) Proporcionan aproximaciones en algunos casos muy acertadas de variables de compleja medición.
- (5) Permiten evaluar la influencia o grado de importancia de determinados parámetros mediante análisis de sensibilidad.

Además de estas ventajas evidentes, la parametrización de la capa límite atmosférica puede considerarse como una de las herramientas más utilizadas en la determinación del espesor y la compleja estructura de este estrato, ya que permite caracterizar las etapas de crecimiento y decrecimiento a lo largo del día, así como también, el establecimiento del régimen estable nocturno. El desarrollo de este procedimiento matemático como vía alternativa surge de considerar las ecuaciones del flujo turbulento y el problema de cierre que dichas ecuaciones conllevan.

2.1 ECUACIONES DEL FLUJO TURBULENTO

Las ecuaciones que describen los flujos atmosféricos están gobernadas por tres principios físicos fundamentales: la conservación de la masa, la conservación del momento y la conservación de la energía. Las relaciones matemáticas que expresan estos principios se derivan de considerar las propiedades y fuerzas que actúan sobre un elemento fluido.

El tratamiento del flujo turbulento en estas expresiones se realiza descomponiendo las variables que intervienen en las ecuaciones básicas, en su parte promedio y en la parte perturbada o turbulenta ($s = \bar{s} + s'$), además de realizar algunas simplificaciones en función de un análisis de escala para desprestigiar términos que sean muy pequeños frente a otros más importantes (Stull, 1988). La notación empleada en estas ecuaciones recibe el nombre de *notación tensorial o resumida de Einstein* y permite expresar las ecuaciones de la siguiente forma:

$$\frac{P}{R} = \rho T_v \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial \bar{U}_j}{\partial x_j} = 0 \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial \bar{U}_i}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial \bar{U}_i}{\partial x_j} = -\delta_{i3} g + f_c \varepsilon_{ij3} \bar{U}_j - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{P}}{\partial x_i} - \frac{\partial (\bar{u}_i \bar{u}_j)}{\partial x_j} + \nu \frac{\partial^2 \bar{U}_i}{\partial x_j^2} \quad (2.3)$$

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial \bar{q}}{\partial x_j} = \frac{S_q}{\rho} - \frac{\partial (\bar{u}_j \bar{q})}{\partial x_j} + \nu_q \frac{\partial^2 \bar{q}}{\partial x_j^2} \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x_j} = -\frac{1}{\bar{\rho} C_p} \left(L_v E + \frac{\partial \bar{Q}_j}{\partial x_j} \right) - \frac{\partial (\bar{u}_j \bar{\theta})}{\partial x_j} + \nu_\theta \frac{\partial^2 \bar{\theta}}{\partial x_j^2} \quad (2.5)$$

$$\frac{\partial \bar{C}}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial \bar{C}}{\partial x_j} = S_c - \frac{\partial (\bar{u}_j \bar{c})}{\partial x_j} + \nu_c \frac{\partial^2 \bar{C}}{\partial x_j^2} \quad (2.6)$$

La primera de las ecuaciones representa la ecuación de los gases perfectos donde P es la presión, R es la constante de los gases, ρ es la densidad del aire, T_v es la temperatura virtual.

La ecuación (2.2) es la ecuación de continuidad o conservación de la masa en la que se ha considerado la densidad del aire constante con el tiempo y el espacio, lo que conduce a simplificar la ecuación en la forma en la que aparece recogida en esta expresión y que se conoce como *aproximación de incompresibilidad*. \bar{U}_j representa a las tres componentes medias del viento (\bar{U} , \bar{V} y \bar{W}) y x_j son las tres direcciones del espacio (x, y, z) en un sistema local definido de forma que el eje x es tangente al paralelo terrestre, el eje y es tangente al meridiano y el eje z es la prolongación del radio terrestre. La ecuación de continuidad así formulada es conocida también como *ecuación de divergencia cero del viento* y su cumplimiento es básico en los modelos meteorológicos, ya que evita inconsistencias físicas en los resultados de campos de

viento. Lógicamente, para las fluctuaciones turbulentas también se cumple que $\partial u'_j / \partial x_j = 0$.

La ecuación (2.3) es la forma de la Segunda Ley de Newton aplicada a las masas de aire y constituye a su vez lo que se conoce por conservación del momento. El primer término de la parte izquierda de esta ecuación describe la reserva de momento y el segundo representa la advección. A la derecha de la igualdad, se encuentra la acción de la gravedad (g), la acción de la fuerza de Coriolis por la rotación terrestre (f_c), las fuerzas de presión (P) y por último, la influencia de la viscosidad (ν). En dicha ecuación, ha de tenerse en cuenta que:

1. $\delta_{ij} = \begin{cases} 1 & \text{para } i = j \\ 0 & \text{para } i \neq j \end{cases}$
2. ε_{ijk} toma el valor de 0 para $i = j$, $i = k$ y $j = k$. Para permutaciones pares de i , j y k , toma el valor de 1, y para permutaciones impares toma el valor de -1.

El desarrollo de esta ecuación siguiendo la notación tensorial conduce a la conservación del momento para las tres componentes del viento.

La ecuación (2.4) se refiere a la conservación de la humedad en la que \bar{q} es la humedad específica del aire, es decir, la cantidad de agua (en cualquiera de sus estados) por unidad de masa de aire húmedo. S_q es el término fuente o sumidero de humedad que pueda asociarse a cualquier proceso no tenido en cuenta por la propia ecuación.

La conservación del calor viene representada por la ecuación (2.5) donde θ es la temperatura potencial, L_v es el calor latente de evaporación, E es el ritmo de evaporación y Q_j es la componente de la radiación en la dirección j .

Por último, la ecuación (2.6) recoge la conservación de cualquier cantidad escalar C como puede ser la concentración de un contaminante por unidad de volumen.

Las ecuaciones de los movimientos turbulentos presentan términos relativos a varianzas y covarianzas ($\overline{u_i'^2}$ y $\overline{\theta' u_j'}$). Las primeras informan de la cantidad de energía turbulenta y de su intensidad, y las segundas describen los flujos turbulentos cinemáticos. Desgraciadamente, se desconocen los valores de estos términos, de forma que es necesario encontrar formulaciones alternativas en función de variables más sencillas que permitan resolver las ecuaciones que rigen los movimientos turbulentos de la atmósfera real.

La primera simplificación que se hace a este sistema afecta a las ecuaciones (2.3-6) en las que suele desaparecer el último término asociado a la viscosidad ya que en las capas bajas de la atmósfera, los términos asociados a la difusión molecular son considerablemente menores comparados con los de la difusión turbulenta.

2.2 EL CIERRE DE LAS ECUACIONES BÁSICAS

El problema de cierre de las ecuaciones básicas se debe al hecho de que en este sistema, el número de incógnitas es superior al de ecuaciones. El sistema se dice entonces que no está cerrado. El tratamiento matemático orientado a resolver este problema conduce a una situación más complicada aún, ya que el número de incógnitas crece al mismo tiempo que las expresiones aumentan su grado de complejidad. El aumento de incógnitas se produce al intentar encontrar un procedimiento matemático que permita conocer la divergencia de los flujos turbulentos de las ecuaciones de partida que son desconocidos. El procedimiento deriva en expresiones de este tipo:

$$\begin{aligned} \frac{\partial(\overline{u_i' u_k'})}{\partial t} + \overline{U_j} \frac{\partial(\overline{u_i' u_k'})}{\partial x_j} = & -(\overline{u_i' u_j'}) \frac{\partial \overline{U_k}}{\partial x_j} - (\overline{u_k' u_j'}) \frac{\partial \overline{U_i}}{\partial x_j} - \frac{\partial(\overline{u_i' u_j' u_k'})}{\partial x_j} + \\ & \left(\frac{g}{\theta_v}\right) [\delta_{k3} \overline{u_i' \theta_v'} + \delta_{i3} \overline{u_k' \theta_v'}] + \frac{\overline{p}}{\rho} \left(\frac{\partial \overline{u_i'}}{\partial x_k} + \frac{\partial \overline{u_k'}}{\partial x_i}\right) - 2\varepsilon_{u_i u_k} \end{aligned} \quad (2.7)$$

Como puede comprobarse, aparecen los términos $\partial(\overline{u_i' u_j' u_k'})/\partial x_j$, llamados momentos de tercer orden, y que también son desconocidos, por lo que el número de incógnitas aumenta. Si se desarrollara una ecuación similar a la (2.7) para obtener los

momentos de tercer orden, aparecerían términos con momentos de cuarto orden y así sucesivamente, en un proceso que no tiene fin. Este problema se resume claramente en la siguiente tabla:

<i>Ecuación para:</i>	<i>Momento</i>	<i>Ecuación</i>	<i>Núm. de Ec.</i>	<i>Núm. de incóg.</i>
$\overline{U_i}$	Primer	$\frac{\partial \overline{U_i}}{\partial t} = \dots \dots \dots \frac{\partial \overline{u'_i u'_j}}{\partial x_j}$	3	6
$\overline{u'_i u'_j}$	Segundo	$\frac{\partial \overline{u'_i u'_j}}{\partial t} = \dots \dots \dots \frac{\partial \overline{u'_i u'_j u'_k}}{\partial x_k}$	6	10
$\overline{u'_i u'_j u'_k}$	Tercero	$\frac{\partial \overline{u'_i u'_j u'_k}}{\partial t} = \dots \dots \dots \frac{\partial \overline{u'_i u'_j u'_k u'_m}}{\partial x_m}$	10	15

Tabla 2.1. Ejemplo de ecuaciones y momentos desconocidos (Stull, 1988).

Según la tabla anterior, para resolver los momentos de primer orden se dispone de un sistema de tres ecuaciones con seis incógnitas, de forma que si se quisiera encontrar la solución de estas seis incógnitas o momentos de segundo orden, se tendría que desarrollar un sistema de seis ecuaciones en el que aparecen, entonces, diez incógnitas o momentos de tercer orden, y así sucesivamente.

El problema de cierre de estas ecuaciones ha impedido el desarrollo de una teoría consistente de los movimientos turbulentos del aire y ha abierto las vías de desarrollo de procedimientos alternativos de cálculo a partir de teorías o suposiciones semiempíricas que arrastran restricciones importantes que han de tenerse en cuenta a la hora de aplicar tales expresiones en la atmósfera real.

2.2.1 Teoría-K o esquema de cierre de primer orden

Los flujos laminares no experimentan fricción o rozamiento de forma que no existe ninguna fuerza tangencial en las láminas o capas ni en los bordes que deba tenerse en cuenta. Los fluidos reales experimentan estas fuerzas tangenciales como

respuesta a una propiedad fundamental del fluido que se conoce por el nombre de *viscosidad*. La viscosidad viene definida de la siguiente manera según la Ley de Newton de la fricción:

$$\tau = \mu \frac{\partial u}{\partial z} \quad (2.8)$$

donde τ es la fuerza de fricción tangencial por unidad de área y μ es la viscosidad dinámica del fluido. En los movimientos de los fluidos, se suele considerar además el cociente entre la viscosidad dinámica y la densidad del fluido, definiendo de esta forma la viscosidad cinemática $\nu = \mu/\rho$. En esta expresión y en las que a continuación aparecerán a lo largo de esta memoria, se designará a las componentes (u_i, u_j, u_k) de la velocidad del viento como (u, v, w) .

La transferencia de los conocimientos en fluidos a la atmósfera real permitió la posibilidad de definir, por similitud, la tensión turbulenta atmosférica en función del gradiente de velocidad del viento de la siguiente manera:

$$\tau = \rho K_M \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (2.9)$$

y de igual forma para las componentes v y w . En esta expresión, K_M es el coeficiente de intercambio turbulento o viscosidad turbulenta del momento. Por otra parte, la tensión turbulenta viene definida por la covarianza de las componentes turbulentas del viento:

$$\tau = -\rho \overline{u'w'} \quad (2.10)$$

Al igualar ambas expresiones (2.9) y (2.10) se llegaría a:

$$\overline{u'w'} = -K_M \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (2.11)$$

y de forma similar para los flujos de calor y vapor de agua, se tendría:

$$\overline{\theta' w'} = -K_H \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \quad (2.12)$$

$$\overline{q' w'} = -K_W \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \quad (2.13)$$

Para estos casos, K_H y K_W son los coeficientes de difusividad turbulenta para el calor y para la humedad, respectivamente.

La aplicación de las expresiones (2.11- 13) permite obtener los valores de las covarianzas a partir del conocimiento del gradiente de la magnitud correspondiente y del coeficiente de difusividad turbulenta. El uso de este procedimiento se conoce como *esquema de cierre de primer orden*.

De ensayos experimentales parece deducirse que $K_H = K_W = 1.35 K_M$, con valores típicos de K_M del orden de 1 a $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Esta simplificación, en ocasiones, resulta excesiva y los resultados no siempre son coherentes con la suposición de coeficientes de difusividad constantes en la capa límite (Yagüe y Cano, 1994a y b).

Aunque aparentemente, el cierre de las ecuaciones del movimiento se facilitaba con este esquema, las limitaciones en su aplicación y la dependencia de los coeficientes de difusividad turbulenta con el flujo, no conducían a una solución satisfactoria ni completa. Por un lado, el esquema de cierre de primer orden solamente producía resultados aceptables para aquellas condiciones en las que la transferencia turbulenta se manifestaba con remolinos pequeños (casos de estabilidad y neutralidad de estratificación) y en las que la longitud de escala es menor a la del gradiente medio. Esto suponía considerar, por otro lado, que para condiciones de fuerte inestabilidad como las que se producen en la capa de mezcla convectiva, el esquema de las difusividades turbulentas no podía ser aplicado. En estas condiciones, K_H podría tomar valores carentes de sentido físico, al aproximarse a cero el gradiente de temperatura potencial.

Existen varias hipótesis alternativas para el cálculo de los coeficientes K , entre las que destaca la desarrollada por Prandtl en 1925 y que se conoce por el nombre de

Teoría de la longitud de mezcla, además de otros métodos alternativos en los que este coeficiente se calcula a partir de su dependencia bien con la altura o bien con los gradientes de magnitudes como la velocidad del viento o la temperatura, tomando diferentes valores en función del grado de estabilidad atmosférica (O'Brien, 1970).

2.2.2 Teoría de la longitud de mezcla

La teoría de la longitud de mezcla surgió como consecuencia de las hipótesis formuladas por Prandtl en 1925. La mezcla turbulenta que se manifiesta en la atmósfera podría describirse en términos similares a la que tiene lugar a escala molecular. Las moléculas que se mueven dentro de un fluido viscoso abandonan una posición y recorren trayectorias cortadas por colisiones elásticas con otras moléculas en las que intercambian propiedades. Entre estas colisiones, se dice que las moléculas han recorrido una distancia denominada *recorrido libre medio*. Si se traslada esta misma filosofía a los movimientos turbulentos, podríamos considerar que en dicho régimen, las parcelas fluidas parten de una posición y llegan a otra en la que intercambian propiedades, de forma que entre el nivel de partida y de llegada se supone que han recorrido una distancia característica y semejante al recorrido libre medio, que se conoce como *longitud de mezcla*. La diferencia con el régimen viscoso es que, mientras que en éste las moléculas recorrían una determinada distancia definida entre dos colisiones, en el régimen turbulento, las parcelas fluidas salen de un nivel donde se encontraban inmersas y llegan a otro nivel en el que son absorbidas sin existir colisiones.

El esquema que se consigue con esta teoría es el siguiente: en el nivel z de un fluido la velocidad media del régimen es \bar{u}_z mientras que en el nivel $z+l$, la velocidad es distinta y viene definida por \bar{u}_{z+l} . Supongamos que en el nivel z se ha generado una perturbación capaz de abandonar ese nivel y alcanzar el nivel $z+l$. Como la parcela fluida en el nivel $z+l$ tiene una velocidad instantánea definida por $\bar{u}_{z+l} = \bar{u} - u'$, cuando accede a este nivel, produce una perturbación igual a la diferencia entre las velocidades de los dos niveles:

$$u' = \bar{u}_z - \bar{u}_{z+l} \quad (2.14)$$

de forma que desarrollando esta expresión como una serie de Taylor se tendría que:

$$\bar{u}_{z+l} = \bar{u}_z + l \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (2.15)$$

y comparando (2.14) con (2.15) se llega a una expresión para la velocidad turbulenta:

$$u' = -l \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (2.16)$$

Por tanto, la teoría de la longitud de mezcla, proporciona un método para determinar las magnitudes turbulentas a partir del gradiente de las magnitudes medias que son más sencillas de identificar así como también lo son sus gradientes.

Es interesante destacar que mientras el recorrido libre medio de las moléculas gaseosas es función de la temperatura y de las características del fluido, la longitud de mezcla es por el contrario, función del flujo, es decir, de su velocidad, aceleración y, en general, de todas sus magnitudes dinámicas. Por otra parte, las colisiones en las moléculas gaseosas son conservativas de la energía mientras que la absorción de una parcela fluida implica un intercambio energético.

Dado que la turbulencia cuando está plenamente desarrollada es isotrópica, es decir, no tiene direcciones privilegiadas, se puede considerar que las tres direcciones de la velocidad perturbada (u', v', w') son del mismo orden, pero mientras que las velocidades u' y v' tienen el mismo signo, para la velocidad vertical w' , se considera el signo contrario, por tanto:

$$u' = -l \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}, \quad v' = -l \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}, \quad w' = l \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (2.17)$$

Teniendo en cuenta la expresión (2.10) para la tensión turbulenta, sustituyendo las expresiones (2.17) se llegaría a:

$$\tau_{zx} = \rho l^2 \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right)^2 \quad (2.18)$$

que representa la transferencia de la cantidad de movimiento en la componente x sobre la vertical o componente z . En las proximidades de aquello que produjo el régimen turbulento es donde la tensión alcanza los mayores valores, mientras que lejos de esa zona, la tensión es despreciable y se llega al régimen laminar.

Por otra parte, comparando la expresión (2.18) con la (2.9), se comprueba la semejanza entre la teoría-K y la teoría de la longitud de mezcla de forma que:

$$K_M = l^2 \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (2.19)$$

La expresión anterior permite calcular el coeficiente de difusividad turbulenta a partir del conocimiento del valor de la longitud de mezcla.

En la capa superficial, el tamaño de los remolinos turbulentos está limitado por la presencia de la superficie terrestre. Por ello, se suele suponer que $l^2 = k^2 z^2$, siendo k la constante de von Kármán que toma un valor entre 0.38 a 0.42 según los autores (Zhang et al., 1988; Businger et al., 1971; Garrat, 1977) y z es la altura sobre el nivel del suelo. De esta forma, la expresión (2.19) para el coeficiente de difusividad del momento, se podrían expresar de la siguiente manera:

$$K_M = k^2 z^2 \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (2.20)$$

Algunos autores (Delage, 1974; Estournel y Guedalia, 1987; Lasser y Arya, 1986) han propuesto otro tipo de expresiones basadas en la teoría de longitud de mezcla para las difusividades turbulentas con objeto de ajustar de mejor forma, los valores observados a las expresiones teóricas.

En cualquier caso, en esta formulación la cuestión principal es la determinación de la longitud de mezcla, l . El valor de este parámetro puede suponerse del orden de unas decenas de metros, es decir, del tamaño de los remolinos turbulentos (Blackadar, 1962). Una formulación más precisa para calcular el valor de la longitud de mezcla puede derivarse de la siguiente expresión:

$$l = \frac{kz}{1 + kz/l_\infty} \quad (2.21)$$

donde l_∞ se define como una longitud de mezcla asintótica que suele tomar el valor de 100 m.

Uno de los inconvenientes de la teoría-K y de la teoría de la longitud de mezcla reside en la suposición de que los coeficientes de las difusividades turbulentas son iguales en las tres componentes del espacio, lo que solo puede considerarse válido cuando la turbulencia está plenamente desarrollada. Otro inconveniente se deriva de considerar acertada la suposición de que los intercambios de cantidad de movimiento, energía, etc., tienen lugar como consecuencia del movimiento de parcelas fluidas de forma discreta, como describe la teoría de la longitud de mezcla.

En la teoría de la longitud de mezcla se considera que la parcela fluida con una cantidad de movimiento dada, se traslada a otro nivel en el que es absorbida produciendo una perturbación. Desde que sale de un nivel hasta que llega a otro, se considera que mantiene constantes sus propiedades, de forma que los intercambios son discretos. En realidad, y puesto que la turbulencia se manifiesta en la atmósfera de forma continua, las hipótesis de la teoría de Prandtl han de considerarse como una simplificación de los fenómenos turbulentos.

Una de las teorías que enfoca la turbulencia desde un punto de vista continuo es la *teoría estadística de Taylor* basada en la hipótesis de que el estado del movimiento turbulento es aleatorio y alcanza todos los niveles de perturbación establecidos. Aunque esta teoría se acerca más a la realidad, tiene el defecto de considerar la aleatoriedad de la turbulencia en su grado máximo, en el sentido de que en ella, todo es independiente

entre sí. En realidad, no es del todo cierto que las perturbaciones producidas en un nivel determinado sean tan aleatorias y diferentes a las que hay establecidas en otro nivel.

Una variante de esta teoría, basada también en la de la longitud de mezcla, es la conocida por el nombre de *teoría del vórtice de Taylor* en la que las parcelas fluidas se caracterizan, no por su cantidad de movimiento, sino por su vorticidad o rotacional de la velocidad. Los resultados a los que conduce la aplicación de esta teoría son más consistentes con la realidad.

2.3 TEORÍA DE SEMEJANZA

El desarrollo de las ecuaciones básicas conducía a términos desconocidos que iban aumentando la complejidad del problema en un proceso continuo que parecía no tener fin. Como se ha visto, a medida que se desarrollaban procedimientos en los que se iba aumentando el grado de los momentos (de primer orden, segundo, tercero, etc.) se establecían procedimientos de cierre de orden superior más complejos que el de la teoría-K o el de la teoría de la longitud de mezcla. Uno de los procedimientos más sencillos de realizar un cierre de orden superior suponía establecer una relación entre los coeficientes de difusividad con la energía cinética turbulenta (Mellor y Yamada, 1974).

Al mismo tiempo, comenzaron a surgir dos vías para atacar el problema de cierre de las ecuaciones del movimiento. Por un lado, los esquemas de cierre *locales*, planteaban la posibilidad de que una variable desconocida en cualquier punto del espacio, podría ser parametrizada mediante el conocimiento de variables y/o de gradientes conocidos en ese mismo punto del espacio. En esencia, este esquema comparte de nuevo la idea de semejanza entre la difusión molecular y el régimen turbulento y ha llegado a ser aplicado hasta el tercer orden.

Por otro lado, los esquemas de cierre *no locales* consideraban que la magnitud desconocida en un punto concreto se podría parametrizar mediante el conocimiento de magnitudes conocidas en otros muchos puntos del espacio. Este esquema supone que la turbulencia es una superposición de remolinos que transportan fluido como en el proceso de advección. Los métodos no locales se han aplicado fundamentalmente para resolver el problema de cierre de primer orden.

La teoría de semejanza es un esquema de cierre local de orden cero. Esto significa que la velocidad media del viento, la temperatura, la humedad y otras magnitudes promedias se parametrizan directamente como una función del espacio y del tiempo.

Los conceptos fundamentales de la teoría de semejanza fueron establecidos por A. M. Obukhov en 1946, y tuvieron que pasar 8 años para que se dispusiera de constancia experimental de dichos conceptos (Obukhov, 1946; Monin y Obukhov, 1954). El análisis de las expresiones de esta teoría se realizó mediante la aplicación de diversas medidas experimentales que permitieron cuantificar funciones y parámetros fundamentales para caracterizar el comportamiento turbulento de la capa límite.

El procedimiento en el que se basa esta teoría consiste en agrupar variables adimensionales de una determinada manera, con objeto de obtener relaciones empíricas que permitan identificar magnitudes de interés. A este procedimiento se le conoce por el nombre de *teorema Pi de Buckingham*. La teoría de semejanza formulada en términos de este análisis dimensional, establece que si dos experiencias son iguales, así como las combinaciones adimensionales de los parámetros que las definen, entonces los resultados de dichas experiencias serán idénticos y las funciones de los parámetros serán universales.

2.3.1 Teoría de semejanza para la capa superficial

En los primeros metros de la capa límite pueden establecerse unas relaciones funcionales en base a la teoría de semejanza. En la capa superficial, los flujos de la cantidad de movimiento, el calor y la humedad pueden considerarse iguales a los valores de dichos flujos a nivel de superficie, ya que apenas cambian un 10% de su magnitud con la altura, por lo que puede definirse como una capa de flujo constante. Normalmente, el límite superior de la capa superficial se define como la altura en la que $z/h = 0.1$, siendo h la altura de la capa límite.

La teoría de semejanza para la capa superficial también se conoce por *teoría de Monin-Obukhov* y los principales parámetros que la identifican son los siguientes:

a) Velocidad de fricción

$$u_* = \left| \frac{\tau_o}{\rho} \right|^{1/2} = \left| \overline{u'w'} \right| \quad (2.22)$$

b) Longitud de Obukhov

$$L = \frac{-u_*^3}{k \frac{g}{\theta_v} \left(\overline{w'\theta'_v} \right)_o} \quad (2.23)$$

c) Temperatura de escala

$$\theta_* = \frac{-\left(\overline{w'\theta'_v} \right)_o}{u_*} \quad (2.24)$$

d) Humedad específica de escala

$$q_* = \frac{-\left(\overline{w'q'} \right)_o}{u_*} \quad (2.25)$$

Todas las magnitudes adimensionales que se derivan para la capa superficial se expresan en función de $\xi = \frac{z}{L}$, es decir, de las dos longitudes de escala, z y L , que son relevantes en la capa superficial. Como la longitud de Obukhov representa el espesor de la capa límite hasta donde predominan los efectos de fricción o de cizalla, se tiene que para $z \ll |L|$, los efectos de cizalla se consideran predominantes, mientras que para $z \gg |L|$, la turbulencia generada por los procesos térmicos predomina frente al efecto de cizalla. La aplicación de la filosofía del teorema de Buckingham a la capa superficial permite la formulación de las siguientes relaciones de semejanza:

$$\phi_m(\xi) = \left(\frac{kz}{u_*} \right) \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right) \quad (2.26)$$

$$\phi_h(\xi) = \left(\frac{kz}{\theta_*} \right) \left(\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \right) \quad (2.27)$$

$$\phi_w(\xi) = \left(\frac{kz}{q_*} \right) \left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \right) \quad (2.28)$$

donde $\phi_m(\xi)$, $\phi_h(\xi)$ y $\phi_w(\xi)$ son las *funciones universales de semejanza básica* que relacionan los flujos constantes de momento, calor y humedad en la capa superficial con los gradientes medios de la velocidad, temperatura y humedad, respectivamente.

Para pequeños cambios en ξ , es posible realizar un desarrollo de las funciones universales como una función polinómica de la siguiente manera:

$$\phi(\xi) = 1 + \beta_1 \xi + \beta_2 \xi^2 + \dots \approx 1 + \beta_1 \xi \quad (2.29)$$

Ahora bien, existen tres límites asintóticos que se manifiestan al analizar las expresiones de las funciones universales:

1) Límite neutro.

Para condiciones neutras, se tiene que $\xi \rightarrow 0$ y según (2.29) se llegaría a que $\phi(\xi) = 1$. La aplicación de este resultado a la expresión (2.26) conduce a la siguiente fórmula:

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (2.30)$$

donde k es la constante de von Karman y z_0 es el parámetro de rugosidad que toma diferentes valores en función del tipo y estructura del suelo. La ecuación (2.30) constituye la expresión del perfil logarítmico del viento para la capa superficial en condiciones neutras.

2) Límite estable.

Para condiciones fuertemente estables, se tendría que $\xi \rightarrow \infty$ y los movimientos verticales apenas se desarrollarían debido a la intensidad de la estratificación. El tamaño de los remolinos vendría delimitado por la estabilidad de la capa y no por la distancia a la superficie. Este hecho conduce a un análisis de escala local no dependiente de la

altura (Wyngaard, 1973) en el que son necesarios conceptos de semejanza locales para la descripción de los fenómenos en estas condiciones (Nieuwstadt, 1984).

3) Límite inestable.

Cuando las condiciones son fuertemente inestables ($\xi \rightarrow -\infty$), el viento suele estar en calma y los movimientos convectivos son de gran intensidad. En este caso, el análisis de escala de Monin-Obukhov no es aplicable y es necesario utilizar otro tipo de análisis de escala más acorde con el movimiento convectivo (Wyngaard et al., 1971).

La consecuencia de estas consideraciones es que las funciones universales no pueden aplicarse para todo valor de ξ . Se ha comprobado que para condiciones extremas, bien de fuerte inestabilidad (convección libre) o, para el caso contrario, de gran estabilidad, la aplicación de la teoría de semejanza puede no dar buenos resultados. Esto supone considerar el hecho de que la mayoría de los datos meteorológicos usados en la determinación de las funciones de semejanza de Monin-Obukhov deben estar limitados a un rango de estabilidad moderado, es decir, dentro de un margen comprendido entre $-5 < \xi < 2$.

Las expresiones analíticas de las funciones universales han sido ampliamente estudiadas a partir de numerosos experimentos y observaciones en la capa superficial y existen varias fórmulas semiempíricas, algunas de las cuales incluyen diferentes rangos de ξ (Dyer, 1974). La determinación de ϕ_h se realiza a partir del conocimiento del perfil vertical de θ , y se considera normalmente que $\phi_h = \phi_w$. Para rangos moderados de ξ , las observaciones sugerían unos ajustes para las funciones universales según las siguientes expresiones:

$$\phi_m(\xi) = \begin{cases} (1 - \gamma_1 \xi)^{-1/4} & \text{para } \xi < 0 \\ (1 + \beta_1 \xi) & \text{para } \xi \geq 0 \end{cases} \quad (2.31)$$

$$\phi_h(\xi) = \begin{cases} \alpha(1 - \gamma_2 \xi)^{-1/2} & \text{para } \xi < 0 \\ \alpha + \beta_2 \xi & \text{para } \xi \geq 0 \end{cases} \quad (2.32)$$

La constante α es el cociente entre las difusividades turbulentas de momento y calor, es decir, $\alpha = K_H / K_M$ y físicamente representa la relación entre los intercambios turbulentos de calor y de momento. Por otra parte, los valores de estas constantes ($\alpha, \beta_1, \beta_2, \gamma_1, \gamma_2$) han sido discutidos por varios autores. Así, uno de los conjuntos de valores más utilizados se debe al experimento de Kansas (Businger et al., 1971) en el que se llegaron a los siguientes resultados:

$$\alpha = 0.74 \quad \beta_1 = \beta_2 = 4.7 \quad \gamma_1 = 15 \quad \gamma_2 = 9 \quad (2.33)$$

Sin embargo, no existe una unanimidad sobre el valor de estas constantes. Como ejemplo, la tabla siguiente recoge algunos valores de las mismas en función de distintas investigaciones:

<i>Autores</i>	γ_1	γ_2	β_1	β_2
Webb (1970)	–	–	5.2	5.2
Dyer y Hicks (1970)	16	–	–	–
Businger et al. (1971)	15	9	4.7	4.7
Wieringa (1980)	22	13	6.9	9.2
Dyer y Bradley (1982)	28	14	–	–
Webb (1982)	20.3	12.2	–	–
Hogstrom (1988)	19	11.6	6.0	7.8
Dyer (1974)	16	16	5	5

Tabla 2.2. Valores de las constantes de las funciones universales (Garrat, 1992).

En muchos casos, las ecuaciones (2.31-32) se utilizan en forma resumida de la siguiente manera (Stull, 1988):

$$\begin{aligned} \phi_h &= \phi_m^2 = (1 - 15\xi)^{-1/2} & \text{para } \xi < 0 \\ \phi_h &= \phi_m = 1 + 5\xi & \text{para } \xi \geq 0 \end{aligned} \quad (2.34)$$

La diferencia entre las ecuaciones (2.31-32) y (2.34) no es excesivamente grande siempre que estemos cercanos a las condiciones neutrales, para las cuales, el coeficiente α se considera igual a 1.

Integrando las ecuaciones de los perfiles de velocidad y temperatura considerando las expresiones de las funciones universales se obtiene:

$$u(z) = (u_* / k) [\ln(z/z_0) - \psi_m(z/L) + \psi_m(z_0/L)] \quad (2.35)$$

$$\theta(z) - \theta(z_0) = (\alpha \theta_* / k) [\ln(z/z_0) - \psi_h(z/L) + \psi_h(z_0/L)] \quad (2.36)$$

En dichas expresiones, $\psi_m(z/L)$ y $\psi_h(z/L)$, reciben el nombre de *funciones de correlación empírica* y son el resultado de la integración de las anteriores funciones ϕ .

La ventaja de escribir las ecuaciones anteriores como en las expresiones (2.35-36), es que permite interpretar las funciones $\psi_m(z/L)$ y $\psi_h(z/L)$ como la desviación que experimenta el perfil del viento y el de temperatura respecto de las condiciones neutrales cuando los efectos de flotabilidad comienzan a ser predominantes en la generación de la turbulencia atmosférica. Las expresiones de las funciones de correlación empírica se obtienen en función del grado de estabilidad (debido a la dependencia previa que ya tenían las funciones ϕ). La integración de estas expresiones conduce a resultados de este tipo:

$$\psi_m(\xi) = \begin{cases} \ln \left[\left(\frac{1+x}{2} \right)^2 \left(\frac{1+x^2}{2} \right) \right] - 2 \arctan(x) + \frac{\pi}{2} & \xi < 0 \\ -4.7\xi & \xi > 0 \end{cases} \quad (2.37)$$

$$\psi_h(\xi) = \begin{cases} 2 \ln \left(\frac{1+y}{2} \right) & \xi < 0 \\ -4.7\xi & \xi > 0 \end{cases} \quad (2.38)$$

donde $x = (1 - 15\xi)^{1/4}$ e $y = (1 - 9\xi)^{1/2}$ y se ha considerado que el coeficiente α es igual a 1.

Estas expresiones fueron obtenidas por Paulson (1970) a partir de las funciones de semejanza de Businger et al. (1971). Bajo condiciones de neutralidad, es decir, para $\xi = 0$, los perfiles de viento y temperatura recuperan el comportamiento logarítmico y adiabático, respectivamente.

Otro de los parámetros básicos de la teoría de semejanza es el número de Richardson que representa el balance entre los efectos térmicos y mecánicos en la generación del estado turbulento de las capas bajas de la atmósfera y viene definido por:

$$Ri = \frac{g}{\theta} \frac{(\partial \bar{\theta} / \partial z)}{(\partial \bar{u} / \partial z)^2} \quad (2.39)$$

Utilizando las ecuaciones (2.26-27), el número de Richardson puede expresarse en función de ξ de la siguiente forma:

$$Ri = \xi \frac{\phi_h}{\phi_m^2} \quad (2.40)$$

La utilización de las funciones (2.34) tiene la ventaja de poder relacionar Ri y ξ mediante unas expresiones sencillas de la siguiente manera:

$$\xi = \begin{cases} Ri & \text{para } Ri < 0 \\ \frac{Ri}{1 - 5Ri} & \text{para } 0 \leq Ri \leq 0.2 \end{cases} \quad (2.41)$$

Existen varias expresiones del número de Richardson (del flujo, del gradiente, de volumen) pero en cualquiera de sus formas, este parámetro permite identificar la frontera entre el régimen laminar y el turbulento en un fluido.

2.3.2 Teoría de semejanza para la capa límite

La teoría de semejanza proporciona un esquema conveniente para determinar la influencia de la estabilidad en la transferencia turbulenta de la capa superficial. Sin embargo, en dicha teoría no existe ninguna indicación sobre la posibilidad de extender tales funciones a toda la capa límite. En este sentido, se han realizado muchos intentos para extender los resultados de las expresiones de Monin-Obukhov a niveles superiores (Zilitinkevich y Chalikov, 1968; Monin y Zilitinkevich, 1974; Zilitinkevich y Deardorff, 1974; Yamada, 1976; Arya y Sundararajan, 1976), pero el problema radica en que además de los parámetros de escala considerados para la capa superficial, es necesario tener en cuenta otros factores de gran importancia, como la altura de la capa límite, el parámetro de Coriolis, el ritmo de cambio del viento con la altura, etc. Todo ello configura un esquema de compleja solución, ya que si se tienen en cuenta todas las variables que caracterizan el problema, de nuevo se llega a un sistema no resoluble. Por ello, para poder manejar unas expresiones matemáticas para la capa de mezcla, es indispensable realizar algunas simplificaciones.

Una de las simplificaciones que se realizan consiste en considerar que la teoría de semejanza para la capa de mezcla solamente es aplicable cuando se encuentra en un estado de convección libre (Deardorff, 1972a; Deardorff et al., 1980), es decir, cuando los movimientos convectivos se producen como consecuencia de la diferencia de densidad que acompaña a los gradientes de temperatura y que suele producirse en días despejados con velocidades de viento débiles.

La condición de convección libre que se manifiesta para $-z/L \gg 1$ supone que la producción de turbulencia por efecto de flotabilidad es mucho mayor que la que se debe a la cizalla de viento y que por lo tanto, la velocidad de fricción u_* no es tan importante como parámetro de escala. La única manera de conseguir la independencia de u_* en la expresión del gradiente de temperatura potencial es suponer una dependencia del tipo $(-z/L)^{-1/3}$ de la siguiente forma:

$$\frac{k z u_*}{(w'\theta')_0} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \phi_h(z/L) \approx (-z/L)^{-1/3} \quad (2.42)$$

De la misma manera, se llega a definir la velocidad vertical de escala o velocidad convectiva, w_* , como un parámetro esencial y que representa físicamente la velocidad típica de los remolinos grandes, como son las térmicas, en la capa de mezcla dominada por efectos convectivos intensos:

$$w_* = \left[\frac{g z}{\theta_v} \left(\overline{w'\theta'} \right)_0 \right]^{1/3} \quad (2.43)$$

En estas condiciones, se tendría entonces que:

$$\frac{k z w_*}{\left(\overline{w'\theta'} \right)_0} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \text{constante} \quad (2.44)$$

Por otra parte, las varianzas y las covarianzas de velocidad y temperatura seguirían una ley de grado 1/3 de la siguiente forma:

$$\frac{\left(\overline{w'^2} \right)^{1/2}}{u_*} = c_w \left(\frac{-z}{L} \right)^{1/3} \quad (2.45)$$

$$\frac{\left(\overline{\theta'^2} \right)^{1/2}}{\theta_*} = c_\theta \left(\frac{-z}{L} \right)^{-1/3} \quad (2.46)$$

Todo ello permite comprobar la capacidad de la teoría de semejanza para proporcionar expresiones o funciones incluso en los casos en los que dicha teoría no fue desarrollada.

Los valores de las constantes requieren de medidas experimentales para poder ser evaluados. La tabla siguiente resume el orden de magnitud de algunos de los parámetros esenciales que caracterizan a la capa de mezcla:

<i>Parámetro</i>	<i>Orden de magnitud</i>
z_i	0.2 a 2 km
w_*	2 m/s
θ_*	0.1 K
q_*	0.1 g/m ³
u_*	0.02 m/s

Tabla 2.3. Ordenes de magnitud de algunos parámetros de la capa de mezcla en condiciones de fuerte convección (Stull, 1988).

La aplicación de la teoría de semejanza para las magnitudes medias y sus gradientes en la capa de mezcla, conduce a unas expresiones válidas para $0.1z_i \leq z \leq 0.9z_i$, siendo z_i el espesor de capa límite y que son del siguiente tipo:

$$\frac{z_i}{w_*} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = 0, \quad \frac{z_i}{\theta_*} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} = 0 \text{ ó } 1.4, \quad \frac{z_i}{q_*} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} = -5 \quad (2.47)$$

Ahora bien, las expresiones que se obtienen dentro de la teoría de semejanza son normalmente aplicadas para condiciones de equilibrio o estados estacionarios. No suele considerarse la variable tiempo como una variable relevante. La fuerte dependencia del espesor de la capa límite con la variable tiempo ha sido la causa de que la teoría de semejanza no ofrezca resultados satisfactorios respecto de este parámetro. Sin embargo, el espesor de capa límite se utiliza como dato de entrada en los grupos adimensionales para obtener variables de interés que han alcanzado el estado cuasi-estacionario, por lo que ha de ser obtenido mediante otros procedimientos para resolver las ecuaciones de la teoría de semejanza.

2.4 PARAMETRIZACIONES DE LA ALTURA DE LA CAPA LÍMITE

La parametrización de la capa límite responde a la necesidad de disponer de procedimientos que permitan obtener el valor de este parámetro sin necesidad de recurrir a complejas formulaciones o a costosos despliegues instrumentales que no siempre pueden realizarse ni generalizarse para diferentes áreas. Por ello, a efectos

prácticos, se ha desarrollado un amplio abanico de formulaciones de diagnóstico y pronóstico para la capa límite que se caracterizan por su simplicidad y por el requerimiento de escasos datos de entrada.

La mayoría de las parametrizaciones a partir de las cuales es posible obtener la altura de la capa límite requieren el establecimiento previo de las condiciones de estabilidad en las que dichas expresiones han de ser utilizadas. Esto significa que, hasta la fecha, no existe una única formulación para la evolución de la altura de la capa límite a lo largo de todo el día que comprenda el establecimiento de un régimen turbulento de mayor intensidad durante el día y un decaimiento del mismo durante la noche, sin que existan discontinuidades de carácter temporal asociadas a los cambios de estabilidad del aire. A todo ello, hay que añadir la existencia de un periodo del día en el que el comportamiento de la capa límite no está claramente definido (Mahrt, 1981). Concretamente, al final de la tarde, se produce un colapso de la energía turbulenta que mantiene activa la capa límite, provocando una disminución o caída brusca del espesor de este estrato. El desplome de la capa límite provoca confusiones en la interpretación de resultados como los relativos a contaminación, ya que se producen incoherencias entre los valores de la concentración de ciertos contaminantes y el espesor del estrato que los mantiene retenidos. El hecho de que el colapso de la capa de mezcla durante el final de la tarde no esté del todo claro, ha tenido y tiene unas desfavorables consecuencias en las predicciones que se realizan sobre el espesor de la capa límite y su evolución durante la noche. La consideración de la existencia de una cierta memoria turbulenta que define la capa residual podría, sin embargo, disminuir los errores en la interpretación de los resultados y sería de gran importancia en el estudio de la evolución diurna de la capa límite. Sin embargo, como ya se adelantó en el capítulo anterior, no existe mucha documentación al respecto de la naturaleza y extensión de la capa residual.

A pesar de las dificultades que conlleva la parametrización de la altura de la capa límite, en la bibliografía hay un conjunto de expresiones que pueden ser aplicadas a los diferentes regímenes de estabilidad en los que puede dividirse el día, completando el ciclo diurno con la existencia de dos discontinuidades en los periodos de transición, del amanecer y del atardecer, que han de ser tratadas de forma independiente. La utilización de estas expresiones relativamente sencillas se justifica por el hecho de que el conocimiento de la altura de la capa límite es crucial en los estudios de

contaminación (Verver y Scheele, 1988), así como en las investigaciones orientadas a caracterizar la estructura de dicha capa (Holtslag y Nieuwstadt, 1986). Es por ello, por lo que muchos modelos atmosféricos incluyen un procedimiento de cálculo del espesor de este estrato a partir del conocimiento de variables o parámetros obtenidos por el propio modelo. La necesidad de trabajar con una resolución vertical no muy elevada, obliga a que las parametrizaciones que se utilizan para obtener la altura de la capa límite no presenten un grado de complejidad excesivamente alto (Holtslag y Van Westrhenen, 1991).

2.4.1 Capa límite en condiciones neutras

Basándose en análisis de escala, bajo condiciones neutras, la altura de la capa límite suele calcularse a partir de la siguiente expresión (Deardorff, 1972a):

$$h = C \frac{u_*}{f} \quad (2.48)$$

donde f representa el parámetro de Coriolis y C es una constante que toma diferentes valores entre 0.15 y 0.25. Algunos ejemplos sobre el valor de la constante de la ecuación anterior según diferentes autores vienen resumidos en la tabla 2.4.

<i>Autores</i>	<i>Capa límite en condiciones neutras</i>
Panofsky y Dutton (1984)	$h = 0.2 \frac{u_*}{f}$
Benkley y Schulman (1979)	$h = 0.185 \frac{u_*}{f}$
Holtslag y Van Westrhenen (1991)	$h = 0.15 \frac{u_*}{f}$

Tabla 2.4. Diferentes parametrizaciones de la altura de la capa límite para condiciones de neutralidad.

Una variante de la ecuación (2.48) es la propuesta por Venkatram (1980b) y que tiene la siguiente forma:

$$h = \frac{\sqrt{2} u_*}{(f N_B)^{1/2}} \quad (2.49)$$

donde N_B es la frecuencia de Brunt-Väisälä que viene dada por:

$$N_B^2 = \frac{g}{\theta_v} \frac{\partial \overline{\theta_v}}{\partial z} \quad (2.50)$$

y que representa la frecuencia del movimiento vertical de las masas de aire en función del grado de estratificación térmica.

Las condiciones de neutralidad se producen por el predominio de los agentes mecánicos frente a los térmicos en la generación de la turbulencia del aire por lo que, en estas condiciones, se dice también que la capa de mezcla tiene características mecánicas. Por ello, la capa límite en estas condiciones también puede calcularse a partir del conocimiento de la variación vertical normalizada del flujo de momento como una función de z/h (Nieuwstadt, 1984):

$$\overline{u'w'}/u_*^2 = (1 - z/h)^{3/2} \quad (2.51)$$

Otra aproximación de la ecuación (2.48) se obtiene de considerar en el perfil logarítmico (2.30) el valor de la constante de von Karman, k , igual a 0.35, el parámetro f de Coriolis para latitudes medias, del orden de 10^{-4} y un valor del parámetro de rugosidad, z_0 , igual a 5 cm, de forma que se obtiene la siguiente expresión (Benkley y Schulman, 1979):

$$h \approx 125u \quad (2.52)$$

donde u es la velocidad del viento en m/s medida en un nivel representativo a 10 m del suelo.

2.4.2 Capa límite en condiciones de estabilidad

Las condiciones de estabilidad suelen desarrollarse durante la noche y conducen a espesores de la capa límite más reducidos. Es por ello, por lo que la mayor parte de las expresiones que se plantean son utilizadas para determinar el espesor de la capa límite nocturna. En estas condiciones, la intensidad y espesor de la inversión de temperatura condicionan en gran medida la profundidad de dicha capa.

La expresión clásica para la condición de estabilidad fue propuesta por Zilitinkevich (1972) y es similar a la propuesta para las condiciones de neutralidad:

$$h = c \sqrt{\frac{Lu_*}{f}} \quad (2.53)$$

La diferencia fundamental es la presencia en esta expresión de la longitud de Obukhov. La constante c suele tomar el valor de 0.4 para latitudes medias según Brost y Wyngaard (1978), aunque hay otros autores que proponen valores distintos en función de las observaciones que han sido utilizadas para sus investigaciones, como por ejemplo, $c = 0.74, 0.6, 0.35$ (Arya, 1981; Mahrt et al., 1982; Joffre, 1981). Por otra parte, Arya (1981) propone una expresión similar a la (2.53) a la que le añade una constante b para obtener un ajuste más acertado del espesor de capa límite:

$$h = c \left(\frac{Lu_*}{f} \right)^{1/2} + b \quad (2.54)$$

donde $c = 0.34$ y $b = 113.5$.

Sin embargo, en muchos casos, se utiliza una expresión interpolada entre la (2.48) y la (2.53) para definir la altura de la capa límite en condiciones estables (Nieuwstad, 1981):

$$h = \frac{c_1 u_* / f}{1 + c_3 h/L} \quad (2.55)$$

donde $c_1 = 0.3, c_2 = 0.7$ y $c_3 = c_1/c_2^2$.

Hay varias expresiones para condiciones de estabilidad que relacionan la altura de la capa límite con la velocidad del viento, ya que esta relación sencilla resulta adecuada para aplicaciones prácticas de modelización cuando se compara con datos observados (Lena y Desiato, 1999). Entre ellas destacan la de Venkatram (1980a) y la de Nieuwstadt (1984):

$$h = 2400(u_*)^{3/2} \quad (2.56)$$

$$h = 28(u)^{3/2} \quad (2.57)$$

Otras de las expresiones propuestas para condiciones estables vienen en función del gradiente de temperatura (Karppinen et al., 1999):

$$h = \frac{4.5}{\gamma + 0.005} \quad (2.58)$$

donde $\gamma = (\theta_2 - \theta_1)/(z_2 - z_1)$ con la imposición de que $\gamma > 0.01 \text{ K/m}$, o bien en función de la longitud de Obukhov (Kitaigorodskii y Joffe, 1988):

$$h = c_3 L \quad (2.59)$$

donde $c_3 =$.

La interpolación entre las condiciones estables y neutras conduce a la expresión de Zilitinkevich (1989):

$$h = \frac{u_*}{f} \left(\frac{1}{\chi} + \frac{\sqrt{\mu}}{k C_h} \right) \quad (2.60)$$

en donde $\chi = 0.3$, $\mu = k u_* / f L$ y $C_h = 0.85$. En algunos casos, esta expresión ofrece mejores resultados que las anteriores.

2.4.3 Capa límite en condiciones de inestabilidad

Las condiciones de inestabilidad configuran una capa de mezcla en la que los efectos convectivos predominan en la generación de la turbulencia. La parametrización de la capa límite en estas condiciones ha de tener presente la variable tiempo como medida de la variación que experimenta este espesor en función del flujo de calor sensible que es comunicado a las parcelas de aire que se encuentran sobre la superficie terrestre y que a su vez depende de la hora del día. En este sentido, es necesario destacar la expresión que desarrolló Tennekes (1973) como una de las fórmulas más utilizadas para obtener la altura de la capa de mezcla diurna en dichas condiciones:

$$h = \left(\frac{2 \int H_s dt}{\rho C_p \gamma} \right)^{1/2} \quad (2.61)$$

donde γ es el gradiente de temperatura potencial al amanecer que representa la estratificación térmica inicial y H_s es el flujo de calor sensible. Una solución sencilla a la ecuación anterior es la propuesta por Stull (1988):

$$h^2 - h_o^2 = \frac{2}{\gamma} \left[\overline{(w'\theta')}_s - \overline{(w'\theta')}_z \right] (t - t_0) \quad (2.62)$$

donde se ha considerado que el flujo de calor sensible es constante con el tiempo y el subíndice s corresponde al valor de dicho flujo en superficie y el subíndice z al valor en la cima de la capa de mezcla.

Driedonks (1982) propone una expresión en la que supone que la variabilidad de la capa de mezcla se explica considerando los efectos de flotabilidad y fricción en la producción turbulenta:

$$\frac{dh}{dt} = \frac{c_1 \overline{(w'\theta')}_s}{\Delta\theta} + \frac{c_2 u_*^3}{\beta h \Delta\theta} \quad (2.63)$$

donde $\beta = g/\theta$ es el parámetro de flotabilidad, $c_1 = 0.2$ y $c_2 = 5$. A partir de esta expresión, Gryning y Batchvarova (1990), propusieron una formulación alternativa:

$$\frac{dh}{dt} = \frac{(1 + 2c_1)(\overline{w'\theta'})_s}{\gamma h} + \frac{2c_2 u_*^3}{\beta \gamma h^2} \quad (2.64)$$

donde $c_2 = 2.5$ y el gradiente γ es el gradiente de temperatura potencial estimado a partir del sondeo de temperatura al amanecer.

En estas expresiones de cálculo se requiere el conocimiento de la variación del flujo de calor sensible con el tiempo que puede obtenerse a partir de la aplicación de la teoría de semejanza (Brotzge y Crawford, 2000), utilizando la expresión (2.24), o bien considerando el balance de energía entre la superficie terrestre y la atmósfera como fenómeno indispensable para el desarrollo de la inestabilidad que mantiene la turbulencia de la capa de mezcla convectiva (Holtslag y Van Ulden, 1983). Este último aspecto será tratado en el capítulo cuarto de la presente memoria.

CAPÍTULO 3

CARACTERIZACIÓN EXPERIMENTAL DE LA ALTURA DE LA CAPA DE MEZCLA. ESTIMACIÓN DE SU EVOLUCIÓN DIURNA Y PERIODO DE CRECIMIENTO POR SITUACIONES SINÓPTICAS

En el capítulo anterior se han establecido los fundamentos teóricos sobre los aspectos turbulentos y las parametrizaciones de las capas bajas de la atmósfera. En dichas parametrizaciones se requiere el conocimiento de variables meteorológicas que conduzcan finalmente a la determinación de la altura de la capa de mezcla y que suelen obtenerse dentro del campo de la experimentación. Precisamente, el conocimiento experimental que se tiene de la atmósfera se debe, por un lado, al conjunto de datos e información que se han ido recopilando en el marco de estudios realizados en gabinetes o laboratorios, y por otro, a los despliegues instrumentales y campañas de medida en diferentes países y durante periodos más o menos prolongados de tiempo. En dichas campañas se suelen utilizar torres meteorológicas provistas de varios sensores colocados estratégicamente a diferentes alturas con idea de analizar las variables meteorológicas y/o los flujos turbulentos de las capas bajas de la atmósfera. También se utilizan sistemas basados en ondas sonoras como el sodar o haces luminosos como el lidar. La documentación sobre los niveles superiores suele obtenerse mediante la utilización de aviones instrumentados o mediante el lanzamiento de globos aerostáticos provistos de sondas meteorológicas especialmente diseñadas para la medida y transmisión de la información a una estación receptora situada en superficie. Estos equipos instrumentales han permitido analizar la validez de las formulaciones utilizadas para el cálculo de la altura de la capa límite, así como desarrollar nuevas expresiones que se ajustan mejor a lo observado en la Naturaleza.

El presente capítulo hace una breve descripción de los equipos instrumentales más comunes para la determinación de la capa de mezcla y presenta los resultados de la caracterización experimental de este parámetro para diferentes situaciones meteorológicas. Las campañas de medida en las que se fundamenta este estudio se encontraban enmarcadas en dos proyectos europeos: el proyecto RECAPMA (*Regional Cycles of Air Pollutant in the West-Central Mediterranean Area*) y el proyecto SECAP (*South European Cycles of Air Pollutant*) liderados desde el CIEMAT (Centro de

Investigaciones Energéticas Medio Ambientales y Tecnológicas). El primero estuvo financiado por la CE, CICYT, ENRESA y CAM y en él participaron diversos organismos nacionales como el Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I de la Universidad Complutense de Madrid, e instituciones internacionales entre las que se encontraban el *Consiglio Nazionale delle Ricerche* (CNR) de Italia, *Commissariat a l'energie atomique* de Francia y el *Instituto Nacional de Meteorología e Geofísica* de Portugal. Los objetivos de este proyecto se centraban en la caracterización de las circulaciones atmosféricas relacionadas con episodios de contaminación y su evolución en el área del Mediterráneo central y zona occidental, así como la determinación de los escenarios de transporte a larga distancia y los mecanismos de depósito de la contaminación.

En el proyecto SECAP, financiado por la CE, participaron centros de investigación españoles como el CIEMAT y el CEAM (Centro de Estudios Ambientales del Mediterráneo) y extranjeros como el *Instituto Nacional de Meteorología e Geofísica* portugués y la *Iniversidade de Aveiro*, el CNR de Italia, y el *National Observatory* de Atenas. Sus objetivos más generales eran la caracterización de las condiciones meteorológicas que conducen a la formación de episodios en áreas urbanas y áreas costeras del sur de Europa y el estudio de la evolución química de los contaminantes bajo dichas condiciones.

Dentro de estos proyectos europeos, la caracterización experimental de la capa de mezcla y su evolución diurna se destacó como un objetivo fundamental sobre todo durante las situaciones episódicas, en las que el comportamiento de este parámetro es determinante en el grado de calidad del aire.

3.1 MÉTODOS INSTRUMENTALES PARA LA DETERMINACIÓN DE LA ALTURA DE LA CAPA LÍMITE

La importancia que tiene el conocimiento de la altura de la capa de mezcla, sobre todo por su vinculación con los estudios de contaminación atmosférica, comenzó a ser evidente desde la década de los años 60 del siglo pasado (Holzworth, 1967; Miller, 1967). La necesidad de determinar el espesor de capa límite, impulsó el desarrollo de

diferentes equipos mediante los cuales se derivaban entre otras variables, la profundidad de dicha capa.

Para la determinación de la capa límite, los equipos instrumentales debían responder a la necesidad de reconocer en las medidas directas alguna de las propiedades que manifiesta tener dicho estrato de aire: delimitación por una inversión térmica, homogeneización de sus propiedades, agitación turbulenta, etc. El objetivo, por tanto, se centraba en identificar la discontinuidad existente entre la capa afectada por la superficie terrestre y el estrato libre de dicha influencia (Clifford et al., 1994). Las medidas, sin embargo, no son sencillas. A menudo, este valor se encuentra por encima del alcance de los equipos utilizados o éstos requieren de una concentración de partículas elevadas en el aire para poder determinar el comienzo de la atmósfera libre en donde la concentración es mucho menor y el aire se encuentra más limpio. Por otra parte, medidas realizadas con distinto tipo de instrumentación suelen ofrecer diferencias significativas en el valor de la capa de mezcla (Kaimal et al., 1982), lo que conduce a reconocer una dependencia directa de los datos experimentales con la instrumentación mediante la que han sido obtenidos.

En la práctica, la estimación del espesor de la capa de mezcla a partir de equipos instrumentales requiere el conocimiento de la estructura vertical de la atmósfera, así como también la identificación de las discontinuidades de las variables meteorológicas y de contaminación en la cima de dicha capa. Actualmente, para poder determinar el espesor de este estrato se utilizan diferentes equipos de medida entre los que se encuentran los que se describen en los apartados siguientes.

3.1.1 Sistemas de radiosondeos

Los sistemas de radiosondeos están formados por dos tipos de equipos: los sistemas de globo libre y los de globo cautivo. Dichos equipos constituyen una de las herramientas más eficaces para la determinación de la altura de la capa límite. Con ellos, se obtiene información sobre la variación vertical de la temperatura, presión, humedad, velocidad y dirección del viento, entre otras variables meteorológicas y la concentración de especies químicas, entre las que se encuentra, por ejemplo, el ozono.

Las ventajas en la estimación de la altura de la capa límite con los equipos de sondeos con globo cautivo son varias. Por un lado, la velocidad de ascenso es controlada desde superficie lo que permite gobernar la rapidez en la adquisición de las variables a medida que el globo asciende en altura. Esta ventaja es sumamente útil para la determinación de perfiles con una resolución vertical elevada. Por otra parte, existe la posibilidad de contrastar dichos perfiles verticales de las variables recogidas en el ascenso, con los perfiles en el descenso del globo, sobre todo para ejercicios de depuración de datos erróneos por mal funcionamiento de las sondas.

Dentro de los inconvenientes, es necesario destacar que la utilización de los equipos con globo cautivo está restringida a campañas experimentales de medida ya que no se usan de forma rutinaria en ninguna estación meteorológica debido, entre otras razones, al elevado coste de personal que conlleva el funcionamiento de este sistema. Por otra parte, el alcance del equipo viene definido por la longitud del cable que sujeta al globo, de forma que tan solo se pueden obtener perfiles de las variables hasta alturas que no superan normalmente los 800 o 1000 m por encima del nivel del suelo, aunque CIEMAT ha llegado a realizar sondeos con este equipo hasta los 2000 m (Plaza, 1997). En cualquier caso, esta limitación no hace muy recomendable a este sistema para detectar espesores de la capa límite en condiciones fuertemente convectivas en las que la inversión térmica suele encontrarse por encima del alcance del equipo. Por último, es necesario tener en cuenta el hecho de que cuando las condiciones meteorológicas son adversas (fuertes vientos, nieblas, precipitaciones) el sistema con globo cautivo no puede utilizarse, por peligro de pérdida de material, falta de visibilidad o mal funcionamiento de los equipos de medida.

Respecto de los sistemas de sondeos con globo libre, las ventajas son precisamente la posibilidad de salvar los inconvenientes del equipo con globo cautivo. Por un lado, no existe limitación vertical del globo, lo que hace muy recomendable a este equipo para medidas de magnitudes troposféricas y estratosféricas. Por otra parte, son utilizados de forma rutinaria por las estaciones de radiosondeos pertenecientes a los correspondientes Institutos de Meteorología de los diferentes países configurando un sistema de medida común que no requiere un equipo personal elevado y que puede utilizarse en cualquier tipo de condición meteorológica.

Sus inconvenientes hacen referencia, sin embargo, a la resolución vertical de las medidas condicionada por la velocidad de ascenso del globo que no puede ser controlada por el usuario del equipo, y por tanto la visión de la capa límite está muy condicionada por la rapidez y libertad de ascenso del globo-sonda.

Para campañas experimentales extensivas, la utilización de los equipos de sondeos con globo libre puede considerarse relativamente cara si se realizan lanzamientos con frecuencias temporales pequeñas al no poder recurrir, a diferencia de los equipos cautivos, ni los globos ni las sondas meteorológicas ni tampoco las de contaminación.

De forma operativa, en las estaciones de radiosondeos europeas solo suelen realizarse dos sondeos rutinarios con globo libre a las 00 y 12 TMG. Estos sondeos son codificados siguiendo la clave de cifrado TEMP (INM, 1995). Los datos meteorológicos recogidos en la clave TEMP quedan restringidos al conocimiento de la información en los niveles estándar de presión y a los puntos notables entre dichos niveles, por lo que se dispone de poca resolución para estudios de este tipo. Por último, en algunas ocasiones, la estabilización de la sonda a las condiciones de superficie no es adecuada de forma que los perfiles han de depurarse con información complementaria, o en el peor de los casos, despreciar los primeros metros de información meteorológica.

Aunque los radiosondeos se configuran como un sistema eficaz de medida de la altura de la capa límite, tales medidas no están libres de cierta incertidumbre por su representatividad espacial y temporal. Algunos autores (Kaimal et al., 1982), consideran que la altura de la capa de mezcla obtenida a partir de radiosondeos adolece de pequeñas sobreestimaciones debido a la respuesta lenta de los sensores de temperatura, lo que afectaría más a los sistemas de sondeos libres. Además, si la inversión térmica que delimita la capa de mezcla es poco profunda o no está muy bien definida, el sistema de radiosondeos podría no detectarla.

Los sistemas de sondeos con globo libre y cautivo formaron parte de los equipos de medida utilizados en los proyectos de investigación en los que se enmarca esta memoria y fueron sus medidas las que permitieron obtener los valores experimentales

de la capa límite, por lo que sus características técnicas serán analizadas en detalle más adelante.

3.1.2 Sistemas de radar, sodar y lidar

La palabra radar es la abreviatura de la expresión inglesa *RA*dio *D*etection *And* *R*anging, es decir, detección y telemetría por radio. El contenido de humedad, las particularidades térmicas y la concentración de partículas de la capa límite ha permitido la utilización de una serie de equipos basados en la metodología del radar, diseñados para la determinación del espesor de dicha capa en función de las intermitencias detectadas en la interfase entre las dos capas y que suele registrarse como una señal de energía de retorno. Entre dichos equipos se encuentra el radar que utiliza radiación de microondas, el sodar basado en el sonido y el lidar diseñado para operar con haces de luz. Algunos de estos equipos operan de forma continua y otros en forma de pulsos, pero en cualquiera de ellos, la medida del tiempo desde que se emite una señal hasta que se registra el retorno, permite calcular la distancia en la que se ha producido el rebote de la señal emitida, y por tanto, el espesor de la capa límite.

Uno de los equipos de radar más utilizados se conoce por el nombre de perfilador de viento (*wind profiler*), el cual permite calcular la altura de la capa de mezcla desarrollada en condiciones de intensa convección (Angevine et al., 1994). La señal de retorno de este sistema es proporcional a un parámetro de estructura, C_n^2 , que a su vez depende de las fluctuaciones a pequeña escala de temperatura y de humedad. De esta forma, los perfiles verticales de C_n^2 normalmente presentan un máximo en la cima de la capa de mezcla convectiva. Sin embargo, pueden producirse resultados ambiguos ya que los perfiles de humedad no suelen presentar, con tanta claridad, la mezcla que caracteriza a la capa límite en comparación con los perfiles de temperatura. A este inconveniente, se suma la limitación en la resolución vertical del sistema junto con la posibilidad de mal funcionamiento en presencia de nubes convectivas.

Respecto del sodar (*Sound Detection and Ranging*), la utilidad de las ondas sonoras ya era conocida desde muchos años atrás sobre todo en áreas relacionadas con fines militares. Sin embargo, la habilidad de los sondes acústicos para temas de

investigación en la capa límite atmosférica no se hizo pública hasta años más tarde (Wycoff et al., 1973; Russell et al., 1974).

En líneas generales, el sodar es un instrumento constituido por tres grandes antenas. La del centro, que se coloca perpendicular al suelo, permite medir la componente vertical del viento. Las otras dos antenas que se disponen a ambos lados, están ligeramente inclinadas respecto de la central y son perpendiculares entre sí. Con ellas se obtienen las componentes horizontales del viento. El sodar emite un sonido audible por cada una de las antenas en espacios regulares de tiempo. El fundamento de este equipo es el de medir la señal de retorno que se produce como consecuencia de la presencia de fluctuaciones de temperatura, humedad, etc., en el recorrido del sonido emitido. De esta forma, el sodar detecta la cima de la capa de mezcla al reconocer el nivel que separa el aire menos cálido de dicha capa y el más cálido por encima asociado a la presencia de una inversión térmica. Por otra parte, este equipo permite también obtener de manera indirecta parámetros como el flujo de calor sensible, la velocidad de escala convectiva y la temperatura de escala (Salvador y Artíñano, 1997).

El sodar se configura como un sistema muy aconsejable en campañas experimentales pensadas para periodos prolongados de tiempo. Además, las variables medidas por el equipo son de elevada resolución vertical y temporal. Debido a la necesidad de medir con gran precisión la señal de retorno, el sodar debe situarse en lugares en los que la contaminación acústica producida por factores externos (como por ejemplo, el tráfico) no afecte a las medidas del equipo. Por otra parte, debido a la atenuación rápida del sonido en la atmósfera, el sodar no es capaz de reconocer la cima de la capa de mezcla cuando ésta se encuentra por encima de los 500 m (o de los 800 m en el mejor de los casos) lo que es muy común en horas centrales del día en condiciones convectivas (Melas, 1990). Esta limitación no impide, sin embargo, que el sodar sea especialmente valioso durante la noche para determinar la estructura de la capa límite estable.

La presencia en la capa límite de polvo y contaminación ha sido utilizada por el lidar (*Light Detection and Ranging*) para obtener el espesor de mezcla basándose en la propiedad de esta capa de homogeneizar las emisiones que se realizan en ella. El lidar transmite hacia la atmósfera un haz luminoso, emitido por un láser pulsado, que sufre

dispersión por la presencia de moléculas del aire, gotitas de lluvia y aerosoles en la capa límite (Stull, 1988). La luz de retorno es recogida en un telescopio donde posteriormente es amplificada y registrada. Como la aportación de la mayor parte de los aerosoles proviene de la superficie terrestre, la capa límite proporciona retornos de señal más intensos que en la atmósfera libre. De esta forma, el lidar es más sensible a detectar el aire de la capa límite más que la interfase en la cima de esta capa.

Las ventajas del lidar como equipo de medida de la capa límite se deben a la posibilidad de utilización del mismo tanto en superficie como en un avión. La técnica de medida de este equipo, al registrar las señales de retorno provocadas por la presencia de aerosoles en el aire, lo configura como un interesante sistema de medida de la capa contaminada, ligeramente distinta, en ocasiones, del espesor total de la capa límite (Chen et al., 2001). La medida con láser pulsado permite disponer de la concentración de aerosoles presentes en estratos de aire distintos, a diferencia de otros aparatos en los que se obtienen medidas integradas en toda la capa límite. Precisamente, en el terreno de la contaminación atmosférica, existen resultados que confirman la habilidad de este equipo para la medida de gases traza troposféricos (SO_2 , O_3 y NO_2) con una elevada resolución espacial (Molero et al., 2000). Por otra parte, este equipo es capaz de ofrecer resultados espaciales tridimensionales, siendo esta una ventaja importante frente a otros equipos de medida.

El sistema lidar, sin embargo, es relativamente caro y su rango de resolución es limitado debido a la necesidad de concentraciones de aerosoles en el aire en suficiente cantidad como para poder ser operativo, además de que no puede utilizarse en el caso de que se produzcan precipitaciones.

3.1.3 Torre meteorológica

La torre meteorológica está formada por un mástil metálico de altura variable (entre 10 m y 300 m habitualmente). Las torres permiten disponer varios sensores a diferentes alturas con los que se obtienen datos simultáneos de las variables meteorológicas de interés. Una de las más conocidas es la torre de 300 m situada en el Observatorio Atmosférico de Boulder (Colorado) o la torre de Cabaw (Holanda) en donde se han llevado a cabo varias experiencias cuyos resultados han sido de gran

relevancia. Los sensores más comunes instalados en las torres meteorológicas son los de temperatura, presión, humedad, velocidad y dirección del viento, precipitación y radiación solar. Los datos son almacenados en soporte magnético a espacios regulares de tiempo así como también, los promedios de dichas magnitudes en intervalos que suelen ser de 10 minutos, dependiendo de los requerimientos o características del estudio.

La instalación de un gran número de sensores, de los cuales algunos permiten obtener parámetros turbulentos, junto con la capacidad de ofrecer datos de forma continua para periodos prolongados de tiempo, hacen de las torres meteorológicas un equipo instrumental muy utilizado en la investigación de las capas bajas de la atmósfera por la simultaneidad en los valores de variables en distintos niveles y perfiles estacionarios. Muchos de estos estudios están basados en la aplicación de las expresiones de la teoría de semejanza para la obtención de variables de la capa límite (Draxler, 1979; San José et al., 1985; Sugita y Brutsaert, 1992).

Debido a la limitación vertical de la torre meteorológica, éstas suelen ser muy valiosas para el estudio de la capa límite cuando no tiene gran espesor (por la noche o en horas cercanas al amanecer). Sin embargo, esta limitación en su altura (las torres más altas no superan normalmente los 300 m), las hacen poco recomendables para el caso en el que las condiciones inestables favorezcan el desarrollo de estratos de capa límite fuera del alcance físico de la mismas.

3.1.4 Avión instrumentado

La utilización del avión instrumentado para el cálculo de la altura de la capa límite está basado en la detección de discontinuidades de temperatura de las bases de las inversiones. Normalmente los sensores se sitúan lejos de la perturbación del flujo que el propio avión ocasiona. Debido a la velocidad del avión (entre 50 m/s y 100 m/s), la respuesta de los sensores ha de ser lo suficientemente rápida para ofrecer medidas adecuadas de las características de la capa límite.

La posibilidad de operar con varios sensores diferentes para determinar medidas meteorológicas, especies químicas y parámetros turbulentos lo configuran como un

equipo de prestaciones elevadas. Además, proporciona información espacial muy útil para estudios mesoscalares (Seibert et al., 2000).

Desgraciadamente, el alto coste asociado hace impracticable el muestreo rutinario de medidas fuera del contexto de campañas experimentales puntuales con este sistema. Por otra parte, dentro de estas campañas, las operaciones suelen realizarse en horas diurnas con niveles de vuelo muy controlados por razones de seguridad aérea lo que delimita las observaciones a periodos puntuales de tiempo.

Estos son los principales equipos de medida utilizados en estudios de capa límite. De entre todos ellos, los equipos de sondos han sido los sistemas utilizados durante las campañas experimentales de medida en la provincia de Madrid y serán descritos más en detalle en la sección siguiente.

3.2 DESCRIPCIÓN DEL EMPLAZAMIENTO, DE LAS CAMPAÑAS EXPERIMENTALES Y DE LOS EQUIPOS DE MEDIDA

El despliegue instrumental en el que se ha basado esta memoria tuvo lugar en la provincia de Madrid, concretamente en Villanueva de la Cañada, una localidad de 34 km² que agrupa, actualmente, unos 9700 habitantes y que está situada a unos 30 km en la dirección NW de la capital. Su entorno está constituido por una extensa llanura en donde crecen álamos y encinas y está surcada por el río Guadarrama, el río Aulencia y distintos arroyos (Fig. 3.1).

El municipio, con más de 1500 hectáreas, se encuentra situado en la denominada Cuenca Media del Guadarrama, en la que es posible encontrar zonas especialmente protegidas y una diversidad biológica de gran valor. Su situación geográfica y medioambiental ha permitido el desarrollo de ecosistemas típicos mediterráneos como los encinares, las dehesas y los bosques de ribera (Ayuntamiento de Villanueva de la Cañada, 2001). Dentro de la provincia de Madrid, Villanueva de la Cañada limita al norte con Valdemorillo y Villanueva del Pardillo, al Sur con Brunete, al Este con Majadahonda, Boadilla del Monte y Villaviciosa de Odón y al Oeste con Quijorna.

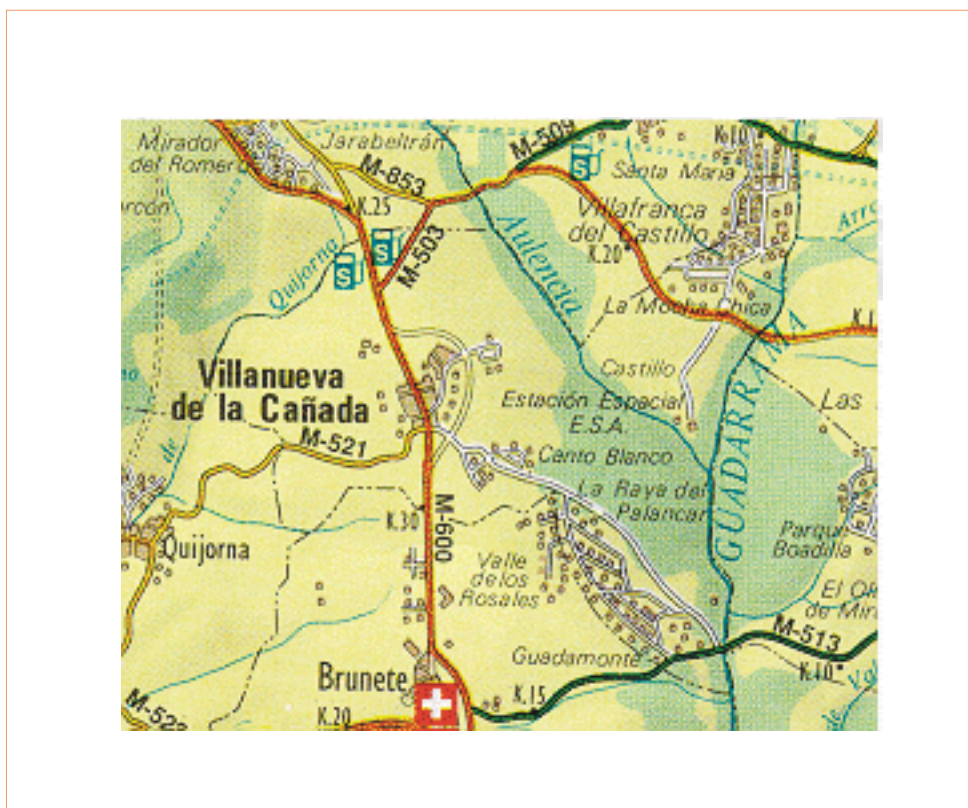


Fig. 3.1 Mapa del entorno de Villanueva de la Cañada.

La ubicación de este emplazamiento en la cuenca de Madrid (Fig. 3.2), lo hacía especialmente interesante para el estudio de las circulaciones atmosféricas del área del Mediterráneo central, así como para el estudio de episodios de contaminación asociados a la actividad urbana e industrial de la ciudad de Madrid, objetivos a ambos de los proyectos europeos en los que se enmarcaron las campañas de medida.

Por otra parte, la situación de Villanueva de la Cañada dentro del valle que delimitan las dos cadenas montañosas más importantes de la cuenca (el Sistema Central en su borde NW y los Montes de Toledo en la zona SW) se configuraba como una excelente oportunidad de estudiar las particulares características de la dinámica de masas de aire, sobre todo cuando están dominadas por los ciclos de carácter local.

Precisamente, las características topográficas y el ciclo térmico modulan la intensidad y dirección de los flujos locales de la cuenca de Madrid, de forma que la dirección predominante del flujo nocturno es del N-NE con un periodo de rotación del

viento en el sentido de las agujas del reloj hasta el establecimiento de un flujo diurno de dirección S-SW (Plaza, 1997).

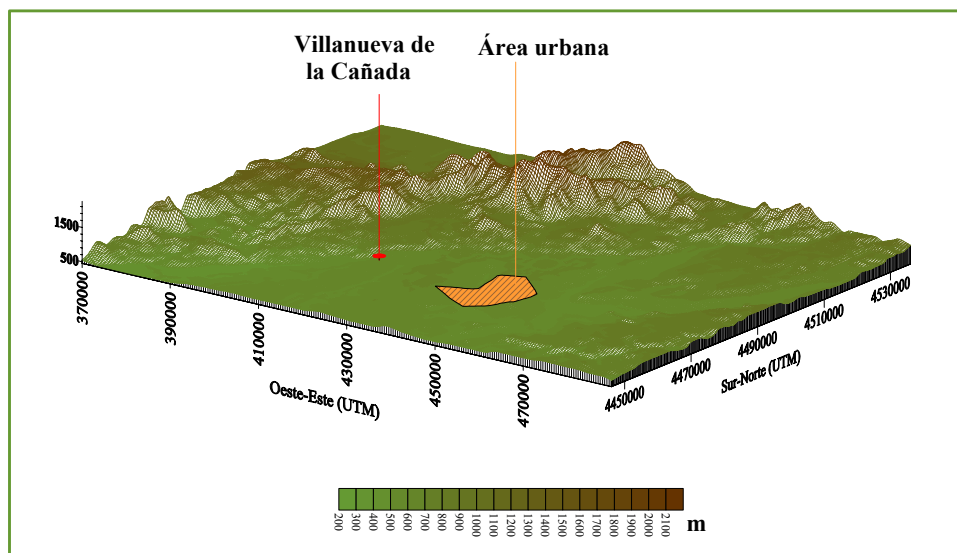


Fig. 3.2. Topografía de la cuenca de Madrid.

La caracterización experimental de la altura de la capa límite realizada en esta memoria está basada en 15 campañas de medida que se realizaron en Villanueva de la Cañada. Las campañas experimentales se llevaron a cabo en distintos meses durante dos años consecutivos (1991 y 1992), lo que ha permitido recopilar datos experimentales en distintas estaciones del año a lo largo del día y estudiar el comportamiento temporal de la altura de la capa límite bajo diferentes situaciones meteorológicas. Los días de campaña en los que se realizaron las medidas a lo largo de los años 1991 y 1992 vienen recogidos en la tabla 3.1.

A lo largo de cada día de campaña se utilizaron alternativamente los sistemas de sondeos con globo cautivo y libre. Las medidas se llevaron a cabo siguiendo un plan de lanzamientos previamente establecido y que pretendía cubrir desde el amanecer hasta el atardecer, con objeto de recopilar la evolución de los perfiles de las variables meteorológicas durante el periodo diurno. Normalmente, a primeras horas del día se utilizó el sistema cautivo ya que la elevada resolución de este equipo lo hacía especialmente útil para analizar la erosión de la inversión radiativa nocturna. En horas centrales del día, y con objeto de cubrir el mayor espesor del aire para detectar las

inversiones que delimitan la capa de mezcla en altura, se utilizó el sistema de sondeos con globo libre. Al final de la tarde, y si las condiciones de luminosidad y meteorológicas lo permitían, se utilizaba de nuevo el equipo de sondeos con globo cautivo.

<i>Días</i>	<i>Mes</i>	<i>Año</i>
3-5 Abril		1991
22-24 Mayo		1991
9-19 Julio		1991
23-25 Octubre		1991
11-13, 19-20	Diciembre	1991
17, 20 21	Enero	1992
26-28 Febrero		1992
11-13 Marzo		1992
28-30 Abril		1992
19-21 Mayo		1992
9-11 Junio		1992
14-16 Julio		1992
15-17 Septiembre	bre	1992
27-29 Octubre		1992
17-20, 23-25	Noviembre	1992

Tabla 3.1. Días de campaña de medidas de los proyectos RECAPMA y SECAP.

En total, los 59 días de campaña que aparecen resumidos en la tabla 3.1, han permitido recopilar 279 sondeos meteorológicos, algunos de los cuales incluyen además la medida del ozono troposférico y estratosférico.

3.2.1 Descripción del equipo de sondeos con globo cautivo

El sistema de sondeos con globo cautivo utilizado en las campañas era de la compañía AIR (*Atmospheric Instrumentation Research*) y estaba formado por un globo

dirigible en forma de zepelín de aproximadamente 3.25 m^3 de volumen del que suspendía una sonda meteorológica modelo TS-3A1 (Fig. 3.3). El conjunto globo-sonda estaba unido por un hilo de fibra a un motor de arrastre a través del cual podía regularse la velocidad de ascenso y descenso del mismo. Así mismo, el equipo se completaba con una estación en superficie diseñada para la adquisición de datos meteorológicos o ADAS (*Atmospheric Data Acquisition System*).

El ADAS recibía y procesaba la información meteorológica proveniente de las sondas. Visualizaba en tiempo real dicha información en una pantalla digital, siendo el intervalo de recepción de la información medida por la sonda de unos 8 a 10 segundos.



Fig. 3.3 Imagen del globo cautivo y de la sonda meteorológica.

La información recopilada por el ADAS la constituían la presión atmosférica, la temperatura del termómetro seco y húmedo, el tiempo transcurrido desde el comienzo del sondeo y la velocidad y dirección del viento. A su vez, la estación era capaz de calcular internamente más de 40 variables adicionales entre las que se encontraban, por ejemplo, la proporción de mezcla, la tensión de vapor saturante y la temperatura potencial. Dicha información era enviada a una impresora y almacenada en un

ordenador personal. Previamente a la realización de un sondeo, el ADAS se configuraba con los datos de calibración de los sensores, variables meteorológicas elegidas y asignaciones de puertos de salida. Las sondas meteorológicas cautivas, especialmente diseñadas para medir las propiedades atmosféricas, estaban suspendidas de un globo cautivo de forma aerodinámica transmitiendo la información meteorológica a 403.4, 403.5, y 403.6 MHz de frecuencia. Esta señal era recogida y decodificada por el sistema de adquisición de datos atmosféricos. Los sensores de medida de temperatura eran termistores acoplados mientras que los datos de velocidad y dirección del viento se obtenían mediante un anemómetro de cazoletas y una brújula magnética respectivamente. La presión era medida mediante un barómetro. La tabla 3.2 resume el rango, la precisión y la resolución de las sondas meteorológicas cautivas.

<i>SENSOR</i>	<i>RANGO</i>	<i>PRECISIÓN</i>	<i>RESOLUCIÓN</i>
Temperatura (seco y húmedo)	+50°C a -70°C	0.6°C en +40°C a -40°C 1.0°C en +50°C a -70°C	0.01°C
Humedad (a partir de la ecuación psicrométrica)	3% a 100%	3% en 0°C a 50°C 5% en -10°C a 0°C 10% en -25°C a -10°C	0.1%
Presión	1050 a 600 hPa	3hPa	0.1hPa
Velocidad	0 a 20 m/s	0.25 m/s	0.1 m/s
Dirección	2 a 358°	5°	1°

Tabla 3.2. Rango, precisión y resolución de los sensores de las sondas cautivas.

El motor de arrastre que sujetaba al globo desde el suelo estaba situado en el interior de una caja metálica. En su interior, el cable de sujeción del globo-sonda se encontraba enrollado en un tambor cilíndrico que podía girar en ambos sentidos para el

ascenso y descenso del globo. La longitud del cable era de 1000 m en estas medidas, siendo ésta por tanto, la altura máxima hasta la que pudo obtenerse información de las características de la atmósfera con este tipo de sistema de sondeos. Aparte de esta limitación relativa al alcance vertical, el sistema con globo cautivo, como ya se ha comentado anteriormente, no pudo ser utilizado en condiciones meteorológicas adversas durante las campañas de medida. Por ello, cuando los vientos eran racheados y superiores a los 8 m/s o cuando se produjeron precipitaciones, los sondeos programados con globos cautivos no se realizaban, y en su lugar, se lanzaba un globo libre.

A través de un programa informático de adquisición y representación de datos diseñado por la Unidad de Medio Ambiente Convencional del CIEMAT, conectados entre sí el sistema de adquisición de datos y un ordenador personal, se representaban instantáneamente los perfiles de las variables meteorológicas al mismo tiempo que éstas eran medidas por el globo-sonda en su ascenso. Esta aplicación informática era de gran utilidad ya que podía modificarse ligeramente la velocidad de ascenso del globo si se observaba que en la representación gráfica simultánea, los perfiles de las variables reproducían algún aspecto de especial importancia y que quisiera ser detectado con un mayor grado de detalle. De esta forma, se regulaba la velocidad de ascenso para capturar inversiones térmicas o estratos con altas concentraciones de ozono, entre otros factores de interés. También, en caso de rachas elevadas de viento, la representación instantánea de los perfiles podía ser de gran utilidad en el manejo del globo-sonda, ya que evitó en algunos casos, la ruptura del cable que sujetaba al globo con el motor de arrastre, y la consiguiente pérdida del costoso material meteorológico.

3.2.2 Descripción del equipo de sondeos con globo libre

El sistema de sondeos con globo libre, de la misma marca AIR, estaba diseñado siguiendo la normativa de la Organización Meteorológica Mundial. Dicho sistema estaba constituido por un radioteodolito de seguimiento automático (Fig. 3.4) y un ordenador personal provisto de una tarjeta de conexión y decodificación a través de la cual se recogían los datos meteorológicos medidos por la sonda. Los globos, a diferencia del equipo anterior, eran esféricos, de 300 gr, y sin ningún tipo de anclaje. Las sondas meteorológicas estaban provistas de un sensor de temperatura del aire, un sensor de humedad o higrómetro y un barómetro. Los valores de velocidad y dirección del viento no

eran medidos directamente por las sondas, sino que se obtenían a partir de los diferentes ángulos de elevación y a zimut del radioteodolito. A través de una aplicación informática, los datos enviados por una radiosonda digital (modelo I S4A) a 1680 MHz (presión, temperatura, humedad, dirección y velocidad de viento, punto de rocío, altura geopotencial, ángulos de elevación y azimut y tiempo transcurrido desde el lanzamiento) eran representados gráficamente en tiempo real en la pantalla del ordenador personal, en cuyo disco duro, se almacenaba dicha información cada 2 segundos aproximadamente.

Con este sistema se obtuvo, normalmente, información de las propiedades atmosféricas hasta alturas considerables, que cubrían toda la troposfera.



Fig 3.4. Imagen del radioteodolito del sistema de sondeos con globo libre.

A partir de los 10.000 m respecto de la superficie terrestre, el sondeo se consideraba finalizado y se dejaban de almacenar los datos en el ordenador. Por otra parte,

la aplicación informática de l sistema permitía la codificación del sondeo en formato TEMP, siguiendo la normativa internacional sobre esta clave (INM, 1995).

La tabla siguiente resume el rango, precisión y resolución de los sensores de la sonda del equipo de sondeos libres:

<i>SENSOR</i>	<i>RANGO</i>	<i>PRECISIÓN</i>	<i>RESOLUCIÓN</i>
Temperatura (termistor)	+50°C a -90°C	0.5°C	0.01°C
Humedad (higristor de carbón)	5% a 100%	3%	0.01%
Presión	1050 a 5 hPa	1 hPa	0.01 hPa

Tabla 3.3. Rango, precisión y resolución de los sensores de las sondas libres.

Para la determinación experimental de la evolución diaria de la altura de la capa límite, los sondeos con globo libre y cautivo se realizaban a intervalos más o menos regulares de tiempo hasta completar un total de entre seis u ocho sondeos diarios dependiendo de la duración del día. El intervalo entre sondeos fue variable: a primeras horas de la mañana se realizaban sondeos cada hora u hora y media con objeto de comprobar la rapidez de erosión de la inversión radiativa nocturna y el comienzo del crecimiento de la capa de mezcla. Durante el resto del día, los sondeos se realizaban cada dos horas y se programaba un último lanzamiento justo antes de la caída del sol. La figura 3.5a muestra el lanzamiento de un globo libre y la figura 3.5b presenta las dos sondas, libre y cautiva, de los dos sistemas de sondeos empleados en las campañas de medida.



Fig. 3.5a. Lanzamiento de un globo-sonda libre.

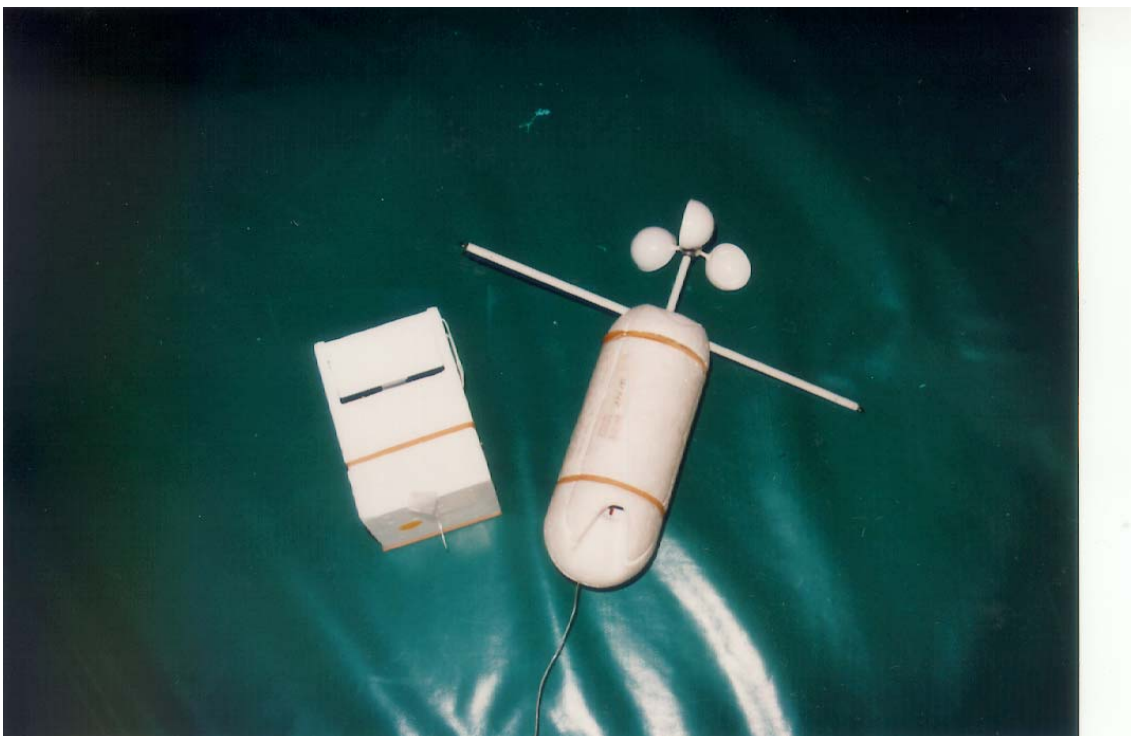


Fig. 3.5b. De izquierda a derecha, sonda del sistema de sondeos con globo libre (modelo IS4A) y sonda del sistema de sondeos con globo cautivo (modelo TS-3A1).

3.3 TRATAMIENTO DE LOS PERFILES DE LAS VARIABLES METEOROLÓGICAS Y DETERMINACIÓN DE LA ALTURA DE LA CAPA DE MEZCLA

El resultado final de la realización de un sondeo con cualquiera de los sistemas empleados fue la obtención de las variables meteorológicas y el perfil vertical de las mismas en un estrato de aire. Para los sondeos realizados con el sistema de globo cautivo, fue necesario realizar con frecuencia, un proceso previo de depuración antes de comenzar el análisis de la información obtenida. El proceso de depuración atendía a tres posibles causas:

- I. Desplazamientos verticales descendentes bruscos del globo cautivo durante la realización del sondeo. El resultado era la obtención de perfiles que presentaban una clara perturbación de las magnitudes en la dirección vertical, ya que la sonda durante un intervalo pequeño de tiempo, recogía información alternada sobre las características del aire de un estrato y de otro inmediatamente inferior. En este caso, fue necesario eliminar los datos que distorsionaban el perfil de la variable o variables correspondientes, debido a este salto brusco del globo.
- II. Recopilación de datos instantáneos anómalos y extremadamente diferentes a los más inmediatos tanto del nivel superior como del inferior. En este caso, los perfiles mostraban perturbaciones horizontales acusadas que, en el caso de la temperatura, podían provocar confusiones sobre la correcta interpretación de la estratificación del aire. Igual que en el caso anterior, estos datos se consideraron erróneos y eran depurados del sondeo.
- III. Gradientes cerca de la superficie exageradamente superadiabáticos producidos por la escasa estabilización de la sonda a las condiciones superficiales del aire. En estos casos, y para evitar errores en la interpretación de los grados de estabilidad, se consideró conveniente depurar los primeros metros de información meteorológica.

Una vez realizada la validación de los datos, se representaron gráficamente los perfiles verticales de la temperatura, humedad, velocidad y dirección del viento de cada

uno de los sondeos de cam paña. La determinación del espesor de capa límite se realizó mediante el punto de corte de la adiabática seca que partiendo de la temperatura del aire en superficie, intersectaba al perfil de temperatura (Holzworth, 1964). En la mayor parte de los casos, el espesor del aire determinado por este procedimiento termodinámico coincidía con el que venía definido por la base de la inversión de temperatura en altura (Fig. 3.6), aunque también se dio la circunstancia de que este procedimiento señalara la presencia de un estrato isotérmico como límite de la capa de mezcla. Es interesante destacar que los perfiles de las demás variables meteorológicas ofrecían una información complementaria de gran utilidad cuando el perfil de temperatura no era suficientemente claro en la determinación del espesor de este estrato, y sin embargo, podía derivarse indirectamente del comportamiento vertical del resto de las variables recogidas por el sondeo.

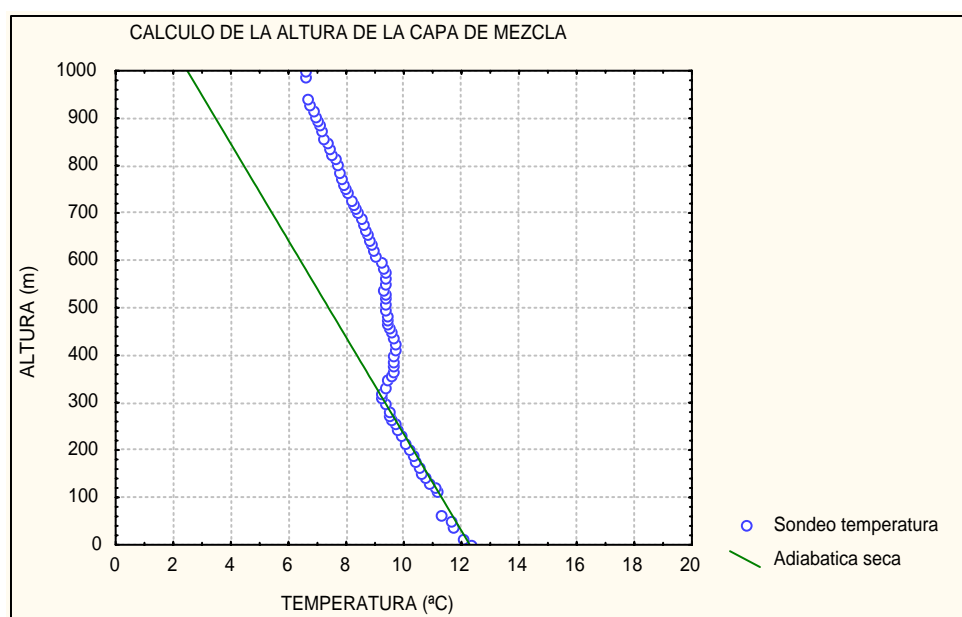


Fig. 3.6. Cálculo de la altura de la capa de mezcla por el procedimiento termodinámico.

Desde el punto de vista teórico, el procedimiento termodinámico proporciona el espesor de la capa límite definido como el volumen de aire en el que una parcela, proveniente de la superficie terrestre, tendría capacidad de ascenso o de mezcla hasta el nivel en el que alcanza una flotabilidad neutra, marcada por la presencia de una inversión de temperatura o de un estrato isotérmico de considerable espesor, y definido por el corte de la adiabática con el perfil de temperatura.

En muchos trabajos, se ha utilizado este procedimiento para calcular el crecimiento de la capa de mezcla desde el amanecer, por erosión de la inversión radiativa definida por el perfil de temperatura de un sondeo de partida (Carson, 1973; Tennekes; 1973; Godowitch et al., 1987; Batcvarova y Gryning, 1991). En dichos estudios, se destaca el hecho de que la aplicación de este procedimiento al primer sondeo del día, para la predicción de los valores de la capa de mezcla en horas posteriores, estaría despreciando la posible influencia de la aportación de calor por efectos advectivos o por fenómenos de subsidencia, al considerar solamente que en el crecimiento de la capa de mezcla intervienen procesos puramente convectivos. La aplicación de este método termodinámico para el cálculo de la capa de mezcla en los términos en los que se ha realizado en las campañas de medida, tiene la ventaja de disponer del número suficiente de medidas como para considerar que los efectos advectivos o de subsidencia han podido quedar parcialmente reflejados en los perfiles estudiados a lo largo del día (Berman et al., 1999). Por otra parte, es necesario destacar el hecho de que en caso de que existan precipitaciones, la capa de mezcla real puede ser ligeramente superior a la obtenida por este procedimiento de los perfiles. En estas condiciones, parece más apropiado considerar el gradiente de temperatura pseudo-adiabático, aunque la efectividad de esta suposición depende del contenido de vapor de agua de la parcela de aire que inicialmente se eleva, por lo que el problema aumentaría su complejidad considerablemente (Echagüe, 1979). En cualquier caso, la consideración de los efectos de humedad en la técnica de los perfiles parece ser más apropiada cuando se realizan estudios de capa límite en entornos costeros (Berman et al., 1999).

En realidad, uno de los primeros autores en utilizar el procedimiento anteriormente descrito fue G. C. Holzworth en 1964. La aplicación de este método por parte de Holzworth, permitió estimar la altura de la capa de mezcla mínima y máxima de cada día a partir de los radiosondeos realizados en el territorio estadounidense a las 00 y 12 UTC (Holzworth, 1964, 1967, 1972). La capa de mezcla mínima respondía al estrato ligeramente inestable que se genera como consecuencia de la agitación turbulenta del aire sobre las ciudades durante la noche, y que está asociada al efecto de isla térmica (Duckworth y Sandberg, 1954; DeMarrais, 1961). La sencillez del procedimiento termodinámico, unido al fácil acceso de la información proporcionada por los Servicios Meteorológicos, ha permitido la realización de numerosos estudios sobre la capa límite basados en los perfiles de temperatura obtenidos a partir de los

radiosondeos (Moses et al., 1968; Vittal et al., 1980; Fitzjarrald y Garstang, 1981; Capuano y Atchison, 1984; Dayan et al., 1988; Myrick et al., 1994; Crespi et al., 1995; Berman et al., 1999). Sin embargo, en la mayoría de estos trabajos se manifestaba la necesidad de disponer de un mayor número de perfiles a lo largo del día que permitieran estudiar la evolución completa del ciclo de crecimiento y decrecimiento de la capa de mezcla. Este requisito está restringido a la realización de campañas experimentales de medida en lugares concretos y durante un periodo limitado de tiempo, debido al coste asociado en el manejo del equipo que se requiere en dichos despliegues. Por ello, los resultados que aquí se presentan se configuran como una oportunidad de profundizar en el conocimiento experimental de la evolución diurna de la capa de mezcla a partir de los sondeos meteorológicos realizados en espacios regulares de tiempo y en diferentes situaciones meteorológicas durante las campañas de medida llevadas a cabo en 1991 y 1992 en el área de Madrid.

3.4 DETERMINACIÓN DE LA EVOLUCIÓN DIURNA DE LA ALTURA DE LA CAPA DE MEZCLA EN FUNCIÓN DE LAS SITUACIONES SINÓPTICAS. MODELOS DE REGRESIÓN NO LINEAL

La importancia que tiene el conocimiento de la evolución de la altura de la capa de mezcla a lo largo del día puede resumirse en dos aspectos: el primero, debido a la vinculación entre el espesor de mezcla y los niveles de contaminantes, lo que en los episodios de contaminación atmosférica tiene una gran relevancia por sus repercusiones sobre la salud humana. En segundo lugar, el conocimiento de la evolución diaria permitiría planificar medidas correctoras de las emisiones, en función del conocimiento del desarrollo de este estrato a lo largo del día y la persistencia de la situación meteorológica en los días posteriores. En algunos trabajos (Holzworth, 1967; Capuano y Atchison, 1984; Gamero, 1988), se han presentado resultados promedio de la capa de mezcla para periodos mensuales o estacionales, los cuales, podrían considerarse adecuados para estudios de carácter puramente climatológicos. Sin embargo, la variabilidad sinóptica tan especialmente marcada en nuestro país (Font, 1983), aconsejaba un estudio más detallado y específico que tuviera en cuenta la influencia de las características meteorológicas en la evolución y alcance de la altura de la capa de mezcla. Por ello, los datos fueron agrupados en función de las condiciones meteorológicas en las que dicha información fue obtenida utilizando los boletines

meteorológicos proporcionados por el INM. Por otra parte, debido a la relación entre la evolución de la capa de mezcla y la duración del día, se consideró como requisito indispensable que la clasificación sinóptica agrupara campañas de similar duración de horas de sol, con objeto de obtener resultados que pudieran extrapolarse a otras situaciones de similares características. Además, fue necesario descartar aquellas campañas en las que las condiciones meteorológicas no fueron estacionarias, bien por haberse realizado en periodos de transición entre distintas situaciones meteorológicas o bien por que tales condiciones no permanecieron, al menos sin grandes variaciones, durante al menos dos días del periodo en el que se realizaron tales campañas. Por último, fue necesario considerar, solo aquellos casos en los que el número de sondeos permitiera analizar la evolución completa de la altura de la capa de mezcla. Todos estos requisitos limitaron considerablemente el número de días analizados sobre todo porque la escasez de medidas al atardecer impidió, en muchas ocasiones, tener constancia experimental del decrecimiento de la altura de la capa de mezcla a partir de su máximo valor.

3.4.1 Definición de los escenarios meteorológicos: análisis de frecuencia

De los 279 sondeos realizados durante los 59 días de campaña llevadas a cabo en la provincia de Madrid, y después de considerar los requisitos anteriores, se han seleccionado un total de 105 sondeos correspondientes a las cinco situaciones meteorológicas siguientes:

<i>TIPO</i>	<i>DESCRIPCIÓN</i>
I	Depresión en las Islas Británicas
II	Baja térmica peninsular
III Ant	ciclón centro-europeo
IV	Invasión de masa de aire frío en altura
V Ant	ciclón peninsular

Tabla 3.4. Situaciones meteorológicas estudiadas.

Con objeto de analizar la representatividad de estos cinco tipos de situaciones en el conjunto de características meteorológicas que afectan a la península Ibérica, se realizó una clasificación sinóptica de los 2 años de campaña.

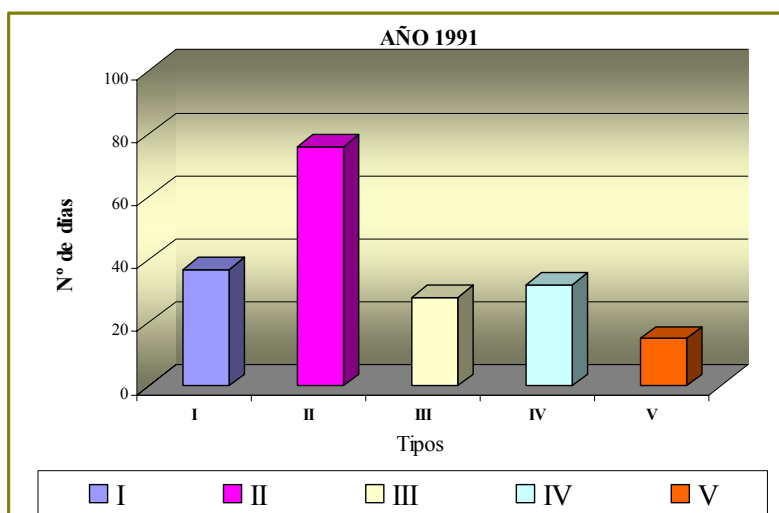


Fig. 3.7 Resultados de la clasificación sinóptica del año 1991.

La figura 3.7 muestra los resultados anuales de la clasificación realizada para el primer año de campaña. Como puede observarse en esta figura, la situación meteorológica más frecuente corresponde al Tipo II, con 76 días de ocurrencia. La menos frecuente corresponde al Tipo V o anticiclón peninsular, registrada en 15 días de los boletines de este año. Precisamente, estas dos situaciones son especialmente interesantes por sus vinculaciones con la formación de elevados niveles de contaminantes fotoquímicos en el primero de los casos, y en el segundo, por la presencia y estancamiento de contaminantes primarios asociados al uso de calefacciones, combustiones industriales y tráfico en las zonas urbanas y áreas adyacentes durante el periodo invernal. El resto de los Tipos (I, III y IV) se detectaron en este año en 37, 28 y 32 días respectivamente. La tabla 3.5 resume los días y la frecuencia de ocurrencia de las situaciones sinópticas encontradas en el año 1991.

TIPO	FREC. AÑO 91 (%)	DÍAS
I 10		37
II 21		76
III 8		28
IV 9		32
V 4		15

Tabla 3.5. Frecuencia de ocurrencia de cada situación meteorológica del año 1991.

La clasificación realizada para el año 1992 muestra un aumento considerable de días en los que se registró el anticiclón peninsular (Tipo V) con una alta persistencia durante el mes de noviembre en el que se mantuvo esta situación durante 15 días de los 25 totales del año. También es mayor el número de días en el que se registraron las condiciones anticiclónicas representadas por el Tipo III (de 28 días en el año 1991 a 40 en el 1992), siendo similar los días de baja térmica (Tipo II) en ambos años así como la frecuencia de ocurrencia de las condiciones representadas por los Tipos I y IV. La figura 3.8 muestra los resultados de la clasificación sinóptica y la tabla 3.6 muestra los días para cada tipo de situación meteorológica y la frecuencia de ocurrencia a lo largo del año 1992.

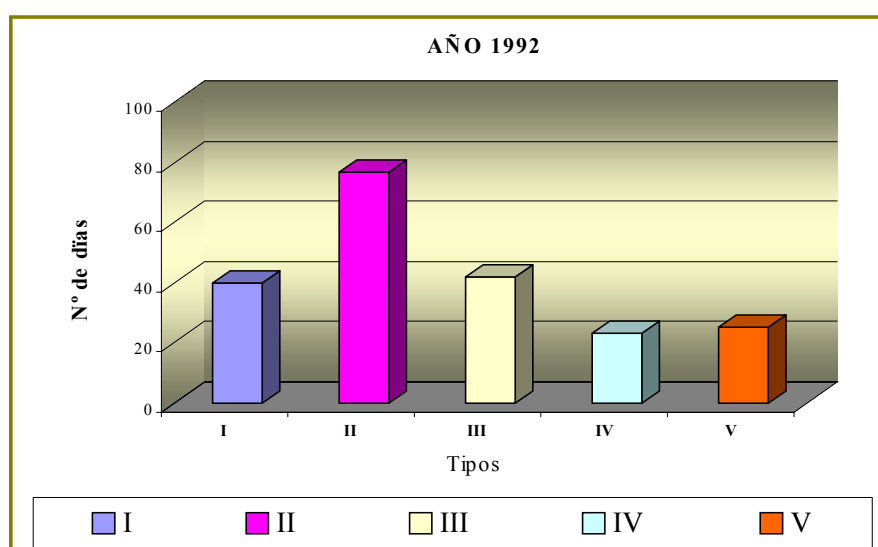


Fig. 3.8. Resultados de la clasificación sinóptica del año 1992.

TIPO	FREC. AÑO 92 (%)	DÍAS
I 11		40
II 21		77
III 12		42
IV 6		23
V 7		25

Tabla 3.6. Frecuencia de ocurrencia de cada situación meteorológica del año 1992.

Los mapas en superficie y el nivel de 850 hPa de los cinco tipos de situaciones analizadas se presentan en la figura 3.9.

Analizando detalladamente cada tipo, se comprobó que la situación caracterizada por la presencia de una profunda depresión en las Islas Británicas (Tipo I) fue la condición meteorológica dominante de los días 3 y 4 de abril de 1991 y 27, 28 y 29 de octubre de 1992. El radio de influencia de la depresión y sus frentes asociados alcanzaron fundamentalmente a la mitad norte de la península Ibérica, y concretamente, en la provincia de Madrid, los cielos se presentaron cubiertos y se produjeron precipitaciones durante los días de campaña. La duración de esta situación meteorológica varía normalmente entre los 3 y 5 días, dependiendo de la intensidad de la depresión y de su profundidad en niveles superiores, siendo más frecuente su ocurrencia en los meses de abril y mayo, aunque puede presentarse en cualquier mes del año. Al final de su periodo de permanencia, suele presentarse una depresión secundaria que generalmente localiza su centro en el Mediterráneo occidental, como fue el caso del 5 de abril de 1991, excluido del análisis de resultados dentro de este tipo debido a que las condiciones meteorológicas dominantes fueron de carácter anticiclónico en la provincia de Madrid, al penetrar el centro de altas presiones atlántico que se mantenía retirado durante los días anteriores por la influencia de la depresión británica.

El Tipo II viene caracterizado por la formación de un bucle de baja térmica sobre la península Ibérica, situación típica de nuestras latitudes en el periodo estival. Su origen está ligado al intenso calentamiento que sufre el suelo, lo que provoca el desarrollo de una célula térmica de baja presión que tiende a debilitarse y desaparecer durante la noche, cuando cesa la actividad solar que la había generado (Hufty, 1984).

Esta situación meteorológica, caracterizada por la formación de intensas células convectivas, favorece el ascenso de masas de aire desde la superficie hasta niveles superiores, por lo que a efectos de mezcla vertical, la baja térmica constituye el ejemplo más claro y eficaz de dicho transporte en una columna de aire. La inestabilidad de las capas bajas en contacto con el suelo recalentado por la actividad solar, provoca la aparición de fuertes gradientes de temperatura de carácter superadiabático que favorecen los ascensos de las masas de aire en horas centrales del día. Este desplazamiento vertical viene acompañado de una convergencia de aire en superficie que ha sido constatada en diferentes estudios en los que se puso de manifiesto la canalización de masas de aire desde las regiones costeras peninsulares hacia las zonas interiores (Millán et al., 1992). Un

interesante trabajo sobre la climatología de las depresiones térmicas en la península Ibérica puede consultarse en Portela (1994).

Por otra parte, la situación de baja térmica presenta otra interesante particularidad ya que durante estas condiciones, la intensa radiación solar favorece la formación de graves episodios de contaminación fotoquímica, lo que ha sido estudiado en profundidad para la comunidad de Madrid y su área de influencia por Palacios (2001).

Los días incluidos en esta situación meteorológica fueron las campañas realizadas durante los días del 9 al 19 de julio de 1991, 14, 15 y 16 de julio de 1992 y 15, 16 y 17 de septiembre de 1992, exceptuando aquellos casos en los que la formación de la baja vino acompañada de fenómenos tormentosos, lo que provocó la ruptura del ciclo normal de evolución de la capa de mezcla. Esta circunstancia se produjo el 15 de julio de 1992, de forma que los perfiles de temperatura después de los fenómenos tormentosos ocurridos sobre las 14h, no han sido incluidos en el estudio de este caso.

La situación meteorológica definida por el Tipo III se caracteriza por la presencia de un potente anticiclón europeo y una depresión atlántica que favorece los flujos de componente sur. Aunque su duración es de 3 a 5 días puede prolongarse más tiempo en algunas circunstancias. Suele producirse en el periodo invernal y en raras ocasiones en primavera y otoño. Los días seleccionados dentro de esta situación corresponden a la campaña realizada los días 26, 27 y 28 de febrero de 1992. Los cielos se presentaron fundamentalmente despejados, siendo acusada la oscilación térmica entre las horas diurnas y nocturnas con un promedio de 12°C de diferencia. Esta situación es un escenario meteorológico frecuente en el periodo invernal de nuestro país.

En muchas ocasiones, el comportamiento atmosférico de las capas bajas responde a las características que presenta la atmósfera en sus niveles superiores, de forma que el campo bórico en superficie juega un papel secundario. Las campañas llevadas a cabo los días 23 y 24 de octubre de 1991 y 11, 12 y 13 de diciembre de 1991 se caracterizaron por la existencia de condiciones anticiclónicas en superficie, mientras que en altura, se detectó una invasión de masas de aire frío que alcanzaron con su radio de acción la totalidad de la península Ibérica configurando de esta forma el Tipo IV de las situaciones meteorológicas

analizadas. La inestabilidad provocada por esta circunstancia se tradujo en días nublados con precipitaciones esporádicas durante ambas campañas de medida, siendo los aspectos mecánicos los que dominaron la evolución de la altura de la capa de mezcla.

Por último, el Tipo V viene definido por la presencia de un anticiclón centrado en la península Ibérica. De entre todas las situaciones que pueden establecerse en nuestro país, ésta es una de las más importantes por su estrecha relación con los episodios de contaminación atmosférica que se producen en las áreas urbana e industriales en el periodo invernal. Los principales contaminantes asociados a actividades humanas quedan retenidos, durante varios días, en espesores de mezcla reducidos, pudiendo ocasionar problemas respiratorios en algunos sectores de la población y obligando a los organismos pertinentes a tomar medidas para la reducción de las emisiones debidas al uso de calefacciones o por el tráfico rodado en las zonas urbanas. Dichas situaciones suelen producirse bajo condiciones de gran estabilidad y están relacionadas con el establecimiento y permanencia de un centro de altas presiones sobre la península Ibérica que se debilita y refuerza alternativamente al mismo tiempo que su centro se desplaza de forma irregular sobre la misma (Font, 1983).

Tales condiciones fueron las dominantes durante la campaña de noviembre de 1992 (concretamente los días 20, 21, 22, 23, 24 y 25) en la que la península permaneció bajo la influencia de un anticiclón de estas características. Afortunadamente, este periodo pudo ser caracterizado de forma experimental a pesar de que los días 21 y 22 no se pudieron realizar radiosondeos por no disponer de los permisos pertinentes de Aviación Civil durante ese fin de semana.

Los sondeos meteorológicos de las campañas experimentales de medida, agrupados dentro de estas cinco situaciones meteorológicas, han permitido estudiar el comportamiento de la capa de mezcla en diferentes escenarios meteorológicos que comprenden desde los fuertemente convectivos asociados a la baja térmica peninsular (Tipo II), a los de carácter episódico asociados a condiciones anticiclónicas de fuerte estabilidad (Tipo V), y pasando por las que determinan estratos de mezcla de carácter mecánico por situaciones de bajas presiones y pasos de frentes (Tipo I).

3.4.2 Procedimiento de estimación del modelo de regresión no lineal

Desde un punto de vista estadístico general, un modelo de regresión es una manera formal de expresar los dos ingredientes que son esenciales en una relación entre variables, esto es, por un lado, la tendencia de la variable dependiente a modificar su valor con la variable independiente y, por otro, la dispersión de las observaciones alrededor de la curva estadística definida. Los ajustes obtenidos que se presentarán a continuación se realizaron a partir de un procedimiento de estimación no lineal basado en el método de mínimos cuadrados. En términos generales, la estimación de los mínimos cuadrados consiste en minimizar la suma de los cuadrados de las desviaciones entre los valores observados de una variable dependiente respecto de los valores predichos por el modelo. En los ejercicios de regresiones múltiples estándar, los coeficientes de la regresión se estiman mediante la búsqueda de aquellos valores que minimizan la varianza residual (la suma de los cuadrados de los residuos) alrededor de la recta de regresión. Cualquier desviación entre lo observado y lo predicho significa cierta *pérdida* en la exactitud de la predicción realizada, lo cual viene representado por una determinada función. Es por ello por lo que el objetivo de la estimación por mínimos cuadrados es el de minimizar dicha función, especialmente cuando se define como la suma de los cuadrados de las desviaciones de los valores predichos. Cuando dicha función alcanza su valor mínimo, se obtienen las estimaciones de los parámetros de la regresión, y es por esto por lo que a este procedimiento se le conoce por la estimación de los mínimos cuadrados.

La estimación del conjunto de parámetros que definen la regresión se realiza mediante el algoritmo llamado "cuasi-newtoniano" (Fletcher y Powell, 1963; Fletcher y Reeves, 1964; Fletcher, 1972). En cada paso de la iteración, dicho método evalúa la función en diferentes puntos con objeto de estimar las derivadas de primer y segundo orden. Para la mayoría de las aplicaciones de ajustes a expresiones no lineales, este método es el que ofrece mejores resultados ya que la convergencia es rápida y satisfactoria. Las derivadas parciales de segundo grado de la función polinómica son estimadas de forma asintótica y permiten la determinación de los parámetros de iteración en iteración. El criterio de convergencia establecido por defecto toma un valor de 0.0001 con un número máximo de iteraciones de 50.

<i>Año</i>	<i>Campaña</i>	<i>TS (UTC)</i>
------------	----------------	-----------------

1991	3-5 Abril	5h 54 m
	22-24 Mayo	4h 51m
	9-19 Julio	4h 55m
	23-25 Octubre	6h 34m
	11-13, 19,20 Diciembre	7h 28m
1992	17, 20, 21 Enero	7h 33m
	26-28 Febrero	6h 52m
	11-13 Marzo	6h 30m
	28-30 Abril	5h 15m
	19-21 Mayo	4h 53m
	9-11 Junio	4h 43m
	14-16 Julio	4h 57m
	15-17 Septiembre	5h 55m
	27-29 Octubre	6h 40m
	17-20, 23-25 Noviembre	7h 10m

Tabla 3.7 Horas de salida del sol de los días de campaña en horas (h) y minutos (m).

Por otra parte, es necesario destacar que aunque los sondeos realizados en las campañas de medida se ajustaron a un horario de lanzamientos previamente programado, las condiciones meteorológicas de cada situación condicionaron en ocasiones dicho programa, de forma que el número de sondeos analizados para una hora del día determinada no siempre fue el mismo. La razón se debe al cumplimiento de los requerimientos de Aviación Civil, autoridad de la que depende cualquier tipo de trabajo o actividad que afecta al espacio aéreo.

De esta forma, cada situación meteorológica analizada en esta memoria agrupa un conjunto de valores de altura de capa de mezcla, Z_i , para una hora del día, T , asociados a la realización de un sondeo, y el número de datos utilizados para el promedio horario ha sido variable. Debido a la sincronización en el desarrollo de la capa de mezcla con el comienzo de la actividad solar y con objeto de que los datos experimentales no dependieran de la hora del día, la evolución diaria de este parámetro se analizó en términos de T_i , que representa la diferencia entre la hora de realización del sondeo, T , y la hora promedio de

salida del sol, TS , que para cada periodo de campaña viene resumida en la tabla 3.7. Posteriormente, se calcularon los valores promedio horarios de altura de capa de mezcla \bar{Z}_i para cada T_i y para cada situación sinóptica.

Los resultados que se presentan en los próximos apartados son los ajustes obtenidos para la evolución de los pares de valores (\bar{Z}_i, T_i) para cada una de las cinco situaciones meteorológicas analizadas. El modelo de regresión utilizado para el ajuste de los datos experimentales es un polinomio de tercer grado, que toma la forma general siguiente:

$$\bar{Z}_i = AT_i^3 + BT_i^2 + CT_i + D \quad (3.1)$$

donde A , B , C y D son los coeficientes que determinarán la evolución diurna de la capa de mezcla.

Esta hipótesis de trabajo que establece la tendencia asimétrica de la distribución de la altura de la capa de mezcla con el tiempo en términos de una función polinómica de estas características, se sustenta en los siguientes argumentos:

- I. La distribución temporal asimétrica de la capa de mezcla es confirmada en multitud de resultados experimentales llevados a cabo con diferentes equipos y métodos de medida y bajo la influencia de diferentes situaciones meteorológicas (Crespí et al., 1995, Kratstrunk et al., 2000; Seibert et al., 2000).
- II. Existen pruebas documentales que confirman que el ritmo de crecimiento de la altura de la capa de mezcla se pone de manifiesto a lo largo de un intervalo temporal superior al que se detecta en la fase de decrecimiento al final del día (Carson, 1973; Tennekes, 1973; Stull, 1976; Smith y Hunt, 1978; Benkley y Schulman, 1979; Coulter, 1979)
- III. Desde un punto de vista puramente teórico, el comportamiento temporal de la capa de mezcla por su relación con el balance del intercambio energético tierra-

atmósfera, se establece en términos de ondas diurnas de marcado carácter sinusoidal (Gamo y Yokoyama, 1979).

Es necesario destacar que la inclusión o no del término independiente de la regresión utilizada para cada situación meteorológica depende de la presencia de estratos de origen mecánico asociados a la velocidad del viento durante la noche y alrededor del amanecer, lo que en algunos casos se tradujo en una inexistencia de inversiones radiativas nocturnas, tal y como reflejaba el primer sondeo de la mañana.

3.4.3 Evolución de la altura de la capa de mezcla en condiciones de bajas presiones en las Islas Británicas (Tipo I)

La presencia de cielos cubiertos y precipitaciones fueron, junto con velocidades de viento en superficie intermitentes e intensas, las características dominantes de esta situación meteorológica. Estas condiciones, determinaron el desarrollo de una capa límite de naturaleza fundamentalmente mecánica, en la que la ausencia de la aportación calorífica intensa del suelo, llevó asociados espesores de mezcla reducidos. Durante los sondeos realizados al amanecer, los perfiles de temperatura presentaron estratos ligeramente inestables en los primeros metros, siendo la estratificación estable por encima, circunstancia también reflejada en el perfil de humedad (Fig. 3.10):

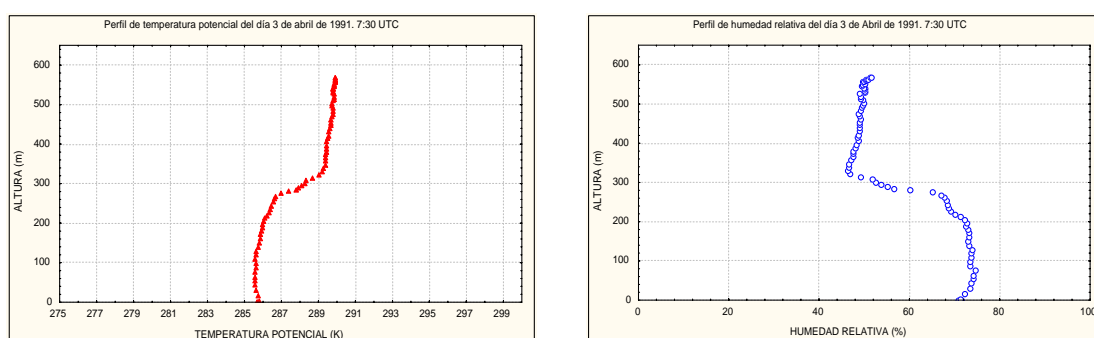


Fig. 3.10. Perfil de temperatura potencial y humedad relativa del sondeo meteorológico realizado el día 3 de abril de 1991 a las 7:30 UTC.

La evolución de la capa límite en estas condiciones se caracterizó por la existencia de estratos que, en promedio, tenían un espesor de unos 200 m al amanecer, que fueron

aumentando paulatina y débilmente este valor a lo largo del día y manteniéndose por debajo de los 500 m hasta 4 horas después de la salida del sol (sobre las 10 UTC). A partir de este momento, la capa límite experimentó un ligero crecimiento hasta alcanzar el máximo de 700 m, unas 7 horas después del amanecer (sobre las 13 UTC), para comenzar a decrecer de forma más acusada durante las dos horas siguientes. La tabla 3.8 recoge los valores de capa límite de cada sondeo de campaña (Z_i) y los datos promedios ($\overline{Z_i - P}$). En dicha tabla, N_s representa el número de sondeos realizados a la hora T_i y σ_{n-1} es la desviación estándar de la altura de la capa de mezcla obtenida a partir de valores experimentales.

T_i (h)	N_s	Z_i (m)	$\overline{Z_i - P}$ (m)	σ_{n-1}	$\overline{Z_i}$ (m)
0 3		300,150,150	200.0	86.6	239.4
1 1		280	280		202.4
3 2		200,400	300.0	141.4	355.1
4 1		500	500		475.6
5 3		550,400,650	533.3	125.8	579.4
7 1		700	700		598.6
8	3	400, 400, 300	366.7	57.7	444.8
9 1		150	150		135.9

Tabla 3.8. Datos experimentales utilizados para el ajuste de la regresión del Tipo I.

El modelo de regresión no lineal resultante del ajuste con los datos experimentales para esta situación meteorológica ha sido el siguiente:

$$\overline{Z_i} = 239.35 - 92.05T_i + 60.84T_i^2 - 5.76T_i^3 \quad R = 0.94 \quad N = 8 \quad (3.2)$$

donde R es el coeficiente de correlación y N es el número de pares de datos utilizados en este análisis. El grado de significación estadística del ajuste obtenido para cada situación meteorológica depende tanto del coeficiente de correlación como del número de datos que se han utilizado para dicho ajuste. La comparación de los valores predichos por el modelo de

regresión (\overline{Z}_i) a partir del ajuste con los valores experimentales (\overline{Z}_{i-P}) puede verse en la tabla 3.8 o en la figura 3.11.

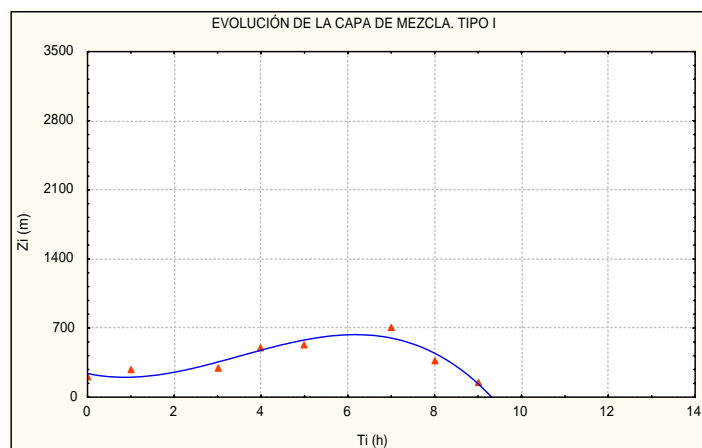


Fig. 3.11 Evolución de la capa de mezcla en condiciones de bajas presiones en las Islas Británicas (Tipo I).

En la figura anterior, que muestra el ajuste realizado por el modelo de regresión a los datos experimentales, la línea continua representa la evolución predicha por dicho modelo y los puntos triangulares representan los datos experimentales. Como puede observarse, el periodo de crecimiento tuvo lugar a lo largo de un intervalo de tiempo superior al del decrecimiento en la segunda mitad del día. Aproximadamente 2 horas más tarde de alcanzar el valor más alto, los sistemas de sondeos detectaron estratos estables cerca del suelo, de forma que el decaimiento de la inestabilidad atmosférica determinó el rápido decrecimiento de la capa de mezcla.

Esta particularidad del comportamiento temporal de la capa límite ha sido también detectada en todas las situaciones sinópticas analizadas, de forma que experimentalmente, la evolución parece mostrar un denominador común, el de una inercia o respuesta de la atmósfera a la activación turbulenta de la capa límite, más lenta en la primera mitad del día que en la segunda. Esta diferente escala temporal entre el periodo de crecimiento y el de decrecimiento de la capa de mezcla provoca una asimetría en su evolución diurna que, al mismo tiempo, está relacionada con la existencia de una capa residual que los sondeos de temperatura potencial reflejaron con la presencia de estratos isotérmicos por encima de las débiles capas estables generadas cerca de la superficie al final de cada día. La escasez de

medidas durante este segundo periodo impidió tener una constancia experimental en detalle de la capa residual, sobre todo debido a que los últimos sondeos realizados fueron normalmente cautivos y los datos recogidos no superaron la limitación física del sistema que en el mejor de los casos fue de 900 o 1000 m.

El decaimiento de la capa límite que viene dado por el modelo de regresión permite, sin embargo, proporcionar información de los estratos de mezcla que tendrían que tenerse en cuenta cuando se consideren las emisiones por fuentes superficiales al final del día, como por ejemplo el tráfico u otro tipo de focos de escasa altura, además de tener presentes las concentraciones que han quedado retenidas dentro de la capa residual y que permanece desacoplada del estrato inferior hasta que la ruptura de la inversión pone en contacto las dos capas al día siguiente.

La ausencia de inversiones radiativas al amanecer debido al efecto de mezcla mecánico asociado con la velocidad del viento y a la cubierta nubosa durante la noche, permite interpretar el término independiente de la ecuación (3.2) como el estrato de capa de mezcla mecánico que puede formarse a primeras horas de la mañana a diferencia de otras situaciones en las que la erosión de la inversión radiativa determina el comienzo del crecimiento de la capa de mezcla.

La evolución del Tipo I representa, por tanto, el comportamiento temporal de la capa límite en situaciones en las que los factores más predominantes son los asociados a aspectos mecánicos debido a la escasa aportación calorífica del suelo. A pesar de que una capa de mezcla de 700 m de máximo espesor podría parecer escasa a efectos del volumen de aire en el que se homogeneiza la contaminación atmosférica en los núcleos urbanos o industriales, es necesario destacar, que en estas condiciones la influencia del transporte por el viento es fundamental a efectos de ventilación de las masas contaminadas, lo que hace que esta situación no suela considerarse especialmente desfavorable a efectos de calidad del aire.

3.4.4 Evolución de la altura de la capa de mezcla bajo condiciones de baja térmica peninsular (Tipo II)

Los días de las cam pañas de julio de 1991 y 1992 junto con los de septiem bre de 1992 han permitido estudiar el desarrollo de la capa de mezcla en condiciones fuertemente convectivas como consecuencia de la influencia de la baja térmica peninsular. La evolución diurna de la capa de m ezcla en esta situación comienza con la destrucción de la inversión radiativa nocturna después de la salida del sol. Durante las primeras horas de la mañana, el crecimiento de este estrato recuerda al de la situación anterior, con niveles de unos 565 m unas 4 horas después de la salida del sol (sobre las 9 UTC). Sin em bargo, a partir de este punto se produce un rápido crecim iento del espesor de mezcla alcanzando y superando al máximo del Tipo I y llegando a niveles de 2300 m e incluso hasta los 3000 m en horas centrales del día (sobre las 15 UTC). Este ú ltimo valor, parece configurarse como el máximo de capa de mezcla característico de estas situaciones.

En resumen, tres son las diferencias más relevantes que manifiesta tener la capa de mezcla en esta situación m eteorológica com parada con la anterior. Por una lado, la presencia de inversiones nocturnas retardó el com ienzo del crecim iento de la capa de mezcla debido a que la destrucción de la inversi ón radiativa se produjo después de la salida del sol. Esta circunstancia se traduce en que el modelo de regresión resultante del ajuste carezca de término independiente, lo que tam bién se ha considerado en el resto de las situaciones que han presentado inversiones radiativas nocturnas. Por otra parte, la intensidad convectiva del Tipo II ha deriva do en espesores de m ezcla máximos cuatro veces mayores o incluso superiores (del or den de los 3000 m), a los obtenidos bajo la influencia de una mezcla en la que la intensidad turbulenta es m enor. Por último, la escala temporal es considerablemente superior, de form a que la actividad de m ezcla se encuentra muy relacionada con la duración del día y con la aportación calorífica que en estas condiciones se produce.

La curva que describe la evolución diurna de la capa de m ezcla para este caso ha sido la siguiente:

$$\overline{Z}_i = -72.71T_i + 97.11T_i^2 - 6.56T_i^3 \quad R = 0.95 \quad N = 10 \quad (3.3)$$

a partir de los datos prom edio experim entales que vienen recogidos en la tabla 3.9. El ajuste realizado por este m odelo de regresión para los datos experim entales se muestra en la figura 3.12.

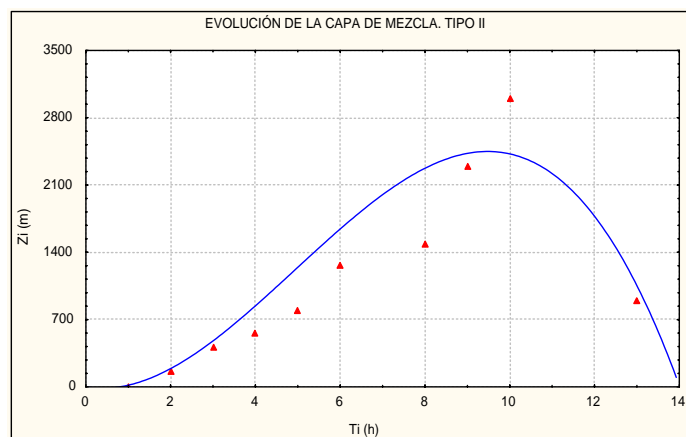


Fig. 3.12. Evolución de la capa de mezcla en condiciones de baja térmica peninsular (Tipo II).

El intervalo temporal en el que se produce el desarrollo de la capa de mezcla, es superior en 3 horas en este tipo respecto del anterior debido a la influencia de la duración del día y las horas de sol. Esto significa que tanto la escala temporal como la penetración vertical de la capa de mezcla parece presentar valores superiores cuando la naturaleza que conduce a los efectos de homogeneización de las propiedades del aire, se debe a desequilibrios térmicos de gran intensidad. A la vista de los resultados, es presumible pensar, que la capa residual de este tipo sea considerablemente mayor que la del caso anterior como consecuencia del alcance vertical de las células convectivas y del recuerdo que la atmósfera tiene de dicha actividad cuando cesa el calentamiento del suelo.

A pesar de que la regresión reproduce un valor máximo por debajo del que reflejan los datos experimentales (3000 m observado frente a, aproximadamente, 2400 m predicho), el ajuste puede decirse que es relativamente bueno.

Experimentalmente, se observó que en estas condiciones el comienzo del crecimiento de la capa de mezcla no es tan rápido como cabría esperar. Durante las 4 primeras horas después de la salida del sol, la altura de la capa de mezcla no supera los 700 m de altura y necesita de 2 horas más para superar los 1000 m por encima del suelo. Puesto que la aportación energética del sol es el principal agente de generación de mezcla turbulenta en el aire en estas condiciones, podría considerarse el hecho de que la

inestabilización de las capas bajas requiere una enorme aportación calorífica para que el contraste térmico sea el adecuado y conduzca a la generación, crecimiento y penetración de las células convectivas a alturas superiores. Una vez alcanzada la inestabilidad adecuada, los perfiles de temperatura reflejan esta circunstancia con gradientes superadiabáticos, y la penetración de las células en las capas de aire superiores y más frías es mucho más efectiva y rápida que la que tuvo lugar en las capas más cercanas al suelo durante las primeras horas de la mañana. Este hecho explicaría el alcance vertical máximo de la capa de mezcla en estas condiciones llegando hasta los 3000 m 10 horas después de la salida del sol (15 UTC), cuando 4 horas antes no se habían superado los 1000 m de espesor.

$T_i (h)$	N_s	$Z_i (m)$	$\overline{Z}_{i-P} (m)$	σ_{n-1}	$\overline{Z}_i (m)$
1 13		0,0...0	0	0	0
2 12		200,200,200,50 100,100,300,150 100,100,200,300	166.7 80.7		17.8
3	3	400, 400, 450	416.7	28.9	190.5
4 10		600,600,550,650 700,600,450,600 00,600	565.0 113.2		478.6
5 3		550,650,1200	800.0	350.0	842.8
6 3		1100,1400,1300	1266.7	152.8	1243.7
8 3		1200,1600,1650	1483.3	246.6	1997.9
9 3		2700,2400,1800	2300.0	458.3	2426.1
10 2		3000,3000	3000.0	0	2419.5
13 1		900	900.0		1044.1

Tabla 3.9. Datos experimentales utilizados para el ajuste de la regresión del Tipo II.

Otro aspecto interesante de esta situación meteorológica se produce cuando el fuerte impulso vertical de las masas recalentadas por la actividad solar genera, en algunas ocasiones, nubes de carácter tormentoso que pueden producir precipitaciones a mediodía o al final de la tarde como sucedió el 15 de julio de 1992. El enfriamiento del suelo provoca una ruptura del ciclo de desarrollo de la capa de mezcla, siendo en estos casos los valores

alcanzados inferiores a los obtenidos de no producirse ningún tipo de precipitación tormentosa.

3.4.5 Evolución de la altura de la capa de mezcla bajo la influencia del anticiclón centro-europeo (Tipo III)

El campo bórico en superficie de la campaña de febrero de 1992 presentó un centro de altas presiones centrado sobre Rusia, que extendía su radio de acción por toda la región centro europea. El radio de influencia de este anticiclón alcanzó nuestras latitudes, a la vez que una profunda depresión atlántica se acercaba por el NW de la península Ibérica.

Bajo estas condiciones, los cielos presentaron algunas neblinas al amanecer y durante el día se registraron nubes altas de escaso espesor, siendo los días fundamentalmente soleados. La capa de mezcla experimentó su crecimiento a partir de las 8 UTC, momento en el que se erosionó la inversión radiativa nocturna y la mezcla comenzó a desarrollarse en estratos de 100 m de espesor. Dos horas después, dicho espesor se triplicó alcanzando valores de unos 350 m, y a partir de las 12 UTC, puede decirse que se ha alcanzado prácticamente el máximo, que en esta situación se sitúa sobre los 1000 m de altura. El último sondeo realizado alrededor del atardecer, mostró la presencia de una débil inversión radiativa en su etapa inicial de profundización a lo largo de la noche.

La figura 3.13 muestra la evolución diurna de la capa de mezcla para este tipo de condiciones meteorológicas siendo el modelo de regresión con el que se ajustaron los datos experimentales el siguiente:

$$\bar{Z}_i = -88.19T_i + 99.08T_i^2 - 9.01T_i^3 \quad R = 0.99 \quad N = 6 \quad (3.4)$$

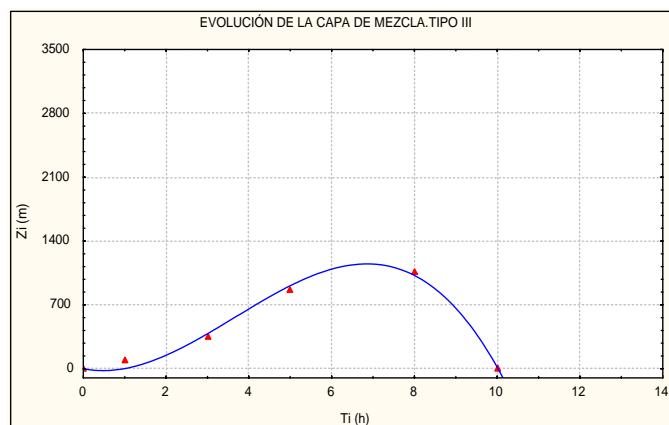


Fig. 3.13. Evolución de la capa de mezcla bajo la influencia del anticiclón centro-europeo (Tipo III).

La tabla 3.10 resume los datos experimentales utilizados para el ajuste con el modelo de regresión y los predichos por dicho modelo:

T_i (h)	N_s	Z_i (m)	$\bar{Z}_i - P$ (m)	σ_{n-1}	\bar{Z}_i (m)
0 1		0	0		0
1 2		100,100	100.0	0	1.88
3 3		200,400,450 350.0		132.29	383.91
5 2		800,950	875.0	106.07	909.94
8 3		800,1000,1400	1066.67	305.50	1023.08
10 1		0	0		17.30

Tabla 3.10. Datos experimentales utilizados para el ajuste de la regresión del Tipo III.

La evolución de la capa de mezcla de este tipo podría considerarse representativa de las condiciones anticiclónicas no episódicas que frecuentemente afectan a nuestro país en el periodo invernal. La comparación con la evolución del Tipo II, pone de manifiesto el diferente alcance vertical de la convección generada bajo condiciones de fuerte insolación estival que es 3 veces superior al máximo de este caso, a pesar de que el crecimiento es similar al Tipo II durante las 5 primeras horas después de la salida del sol.

Si se comparan los resultados respecto de la evolución de la altura de la capa de mezcla del Tipo I, se comprueba que exceptuando los valores cercanos al amanecer, el

espesor de mezcla del Tipo III supera al anterior durante el resto del día, siendo ligeramente superior también el intervalo temporal en el que se manifiesta la evolución diurna. Este resultado parece confirmar el hecho de que la profundización de la capa de mezcla es mucho más intensa cuando los aspectos convectivos son los que determinan la agitación turbulenta de las capas bajas del aire. Los estratos de mezcla de 1000 m de espesor que tradicionalmente se consideraron representativos del espesor de la capa límite, coinciden con el máximo determinado por esta situación, que representa entre un 8-12 % de las situaciones que afectaron a la península Ibérica en los años de estudio, según los resultados presentados en el apartado 3.4.1 del presente capítulo.

3.4.6 Evolución de la altura de la capa de mezcla bajo condiciones de invasión de masa de aire frío en altura (Tipo IV)

Los días incluidos en esta situación presentaron cielos cubiertos y precipitaciones esporádicas, circunstancias similares a las estudiadas en el Tipo I. Sin embargo, aunque existen similitudes, los datos experimentales mostraron también diferencias respecto del comienzo del crecimiento de la capa de mezcla. A diferencia del Tipo I, bajo estas condiciones los sondeos detectaron pequeñas inversiones radiativas al amanecer, lo que significa que no hubo estratos mecánicos asociados a la velocidad del viento bajo este tipo de situación meteorológica. Esta diferencia se debe a que la inestabilidad ocasionada por la masa de aire frío en altura no tiene el mismo origen que la asociada al paso de frentes por la influencia de bajas presiones como era el caso de la evolución de la capa de mezcla del Tipo I. Los resultados experimentales conducen pues, a una evolución de carácter cercano a las condiciones mecánicas por ausencia de aportación energética del sol más que por la presencia de fuertes vientos en superficie que no se detectaron en estas condiciones.

La profundización de la capa límite comienza, por tanto, sobre las 9 UTC con 100 m de espesor, después de la destrucción de la inversión radiativa (Fig. 3.14). A lo largo del día, el crecimiento de la capa es débil, alcanzándose un máximo del orden de los 540 m sobre las 13 UTC (inferior al detectado para el Tipo I), para posteriormente formarse estratos estables en los sondeos de temperatura por encima de los 100 m de altura.

El resultado del ajuste experimental viene dado por el modelo de regresión siguiente:

$$\bar{Z}_i = 55.89T_i + 54.04T_i^2 - 8.58T_i^3 \quad R = 0.99 \quad N = 6 \quad (3.5)$$

siendo los datos experimentales empleados los que se recogen en la tabla 3.11:

T_i (h)	N_s	Z_i (m)	\bar{Z}_{i_P} (m)	σ_{n-1}	\bar{Z}_i (m)
0 2		0,0	0	0	0
1 1		100	100.0		101.36
2 2		300,150	225.0	106.07	259.32
3 3		450,600,350	466.67	125.83	422.41
5 5		400,300,700 800,500	540.0 207.36		557.98
7 1		100	100.0		96.13

Tabla 3.11. Datos experimentales utilizados para el ajuste de la regresión del Tipo IV.

La figura 3.14 muestra los resultados del ajuste de los datos experimentales promedio al modelo de regresión:

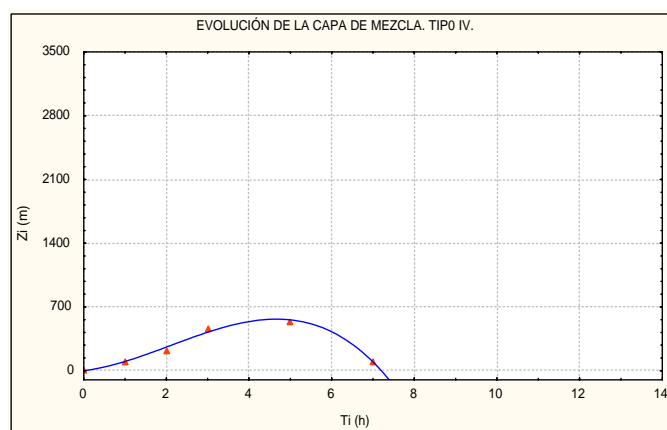


Fig. 3.14. Evolución de la capa de mezcla en condiciones de invasión de masa fría en altura (Tipo IV).

A pesar de que la evolución de la capa límite de este tipo no presentó estratos de mezcla antes del amanecer, es necesario destacar que, exceptuando esta diferencia, la evolución del Tipo I y la del Tipo IV presentan ciertas similitudes. Por un lado, el

crecimiento de este estrato fue muy débil y tuvo lugar durante un periodo de tiempo muy corto como en el caso del Tipo I. Los resultados confirman que cuando en la turbulencia ganan protagonismo los procesos mecánicos, como en los Tipos I y IV, la mezcla atmosférica es menos profunda y tiene lugar durante un periodo de tiempo más corto que en condiciones en las que dominan los fenómenos convectivos. Los resultados, además, demuestran que en los aspectos mecánicos, tan importante es la velocidad del viento como la presencia de una cubierta nubosa que inhiba el calentamiento terrestre por radiación solar directa. Esto significa que la ausencia de aportación de energía solar en el crecimiento de la capa de mezcla bajo condiciones mecánicas debería tenerse en cuenta en la misma medida que se considera la influencia de la velocidad del viento, aspectos que serán confirmados en resultados posteriores (apartado 3.7).

3.4.7 Evolución de la altura de la capa de mezcla bajo condiciones de anticiclón peninsular (Tipo V)

Desde un punto de vista cronológico, la campaña realizada en noviembre de 1992 fue la última del periodo de medidas realizadas en el marco de los proyectos de investigación en los que se ha basado esta memoria. El estudio del desarrollo de la capa de mezcla en esta situación es, de todas las analizadas, quizás la que mayor repercusión podría tener a efectos de planificación de medidas de reducción de contaminación atmosférica en el periodo invernal, debido a las superaciones de los niveles que normalmente se producen sobre las áreas urbanas bajo la influencia de este tipo de situación meteorológica.

El proceso evolutivo de la capa de mezcla en esta situación fue el siguiente: destrucción de la fuerte inversión radiativa 2 horas después de la salida del sol, siendo los primeros espesores de mezcla significativos del orden de los 250 m a las 10 UTC, altura que coincide con la base de la inversión de subsidencia asociada al anticiclón. Un débil desplazamiento vertical de la base de dicha inversión permitió a la capa de mezcla aumentar ligeramente su espesor a las 12 UTC, encontrándose valores experimentales promedio de unos 280 m. Siempre delimitada por la base de la fuerte inversión de subsidencia, la capa de mezcla consiguió alcanzar un máximo diurno entre los 400 y 500 m sobre las 15 UTC, para comenzar a disminuir su espesor tan solo una hora después, como

se muestra en la tabla 3.12 que resume los datos experimentales obtenidos en Villanueva de la Cañada.

$T_i (h)$	N_s	$Z_i (m)$	$\overline{Z_i - P} (m)$	σ_{n-1}	$\overline{Z_i} (m)$
1 1		0	0		31.20
2 1		50	50.0		89.49
3 1		250	250.0		163.83
5	3	350,300,200	283.33 76.38		316.39
7 1		350	350.0		400.49
8	3	500,500,400	466.67 57.73		389.22
9 1		300	300.0		327.68

Tabla 3.12. Datos experimentales utilizados para el ajuste de la regresión del Tipo V.

El modelo de regresión con el que se ajustaron estos datos obtenidos a partir de los sondeos de temperatura ha sido el siguiente:

$$\overline{Z_i} = 13.97T_i + 19.07T_i^2 - 1.84T_i^3 \quad R = 0.93 \quad N = 7 \quad (3.6)$$

La figura 3.15 muestra la débil evolución de la capa de mezcla en esta situación episódica y el modelo de regresión al que se ajustaron los datos experimentales. Dicha figura pone de manifiesto dos importantes aspectos: el primero de ellos es una disminución del periodo de crecimiento de la capa de mezcla como consecuencia de la estabilidad que a esta situación le caracteriza. Por otra parte, debido a que la inversión radiativa comenzó a destruirse lentamente, en comparación con el resto de las situaciones analizadas, la profundización de la capa de mezcla es muy pequeña, siendo el límite vertical de su crecimiento el que le impone la fuerte inversión de subsidencia asociada al potente anticiclón.

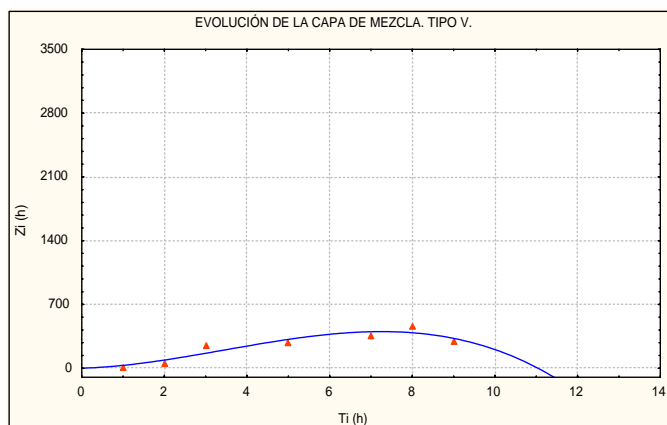


Fig. 3.15. Evolución de la capa de mezcla bajo la influencia del anticiclón peninsular (Tipo V).

Como muestra de la estratificación vertical de dicha campaña, la figura 3.16 presenta el sondeo de temperatura del 20 de noviembre a las 12 UTC realizado en Villanueva de la Cañada.

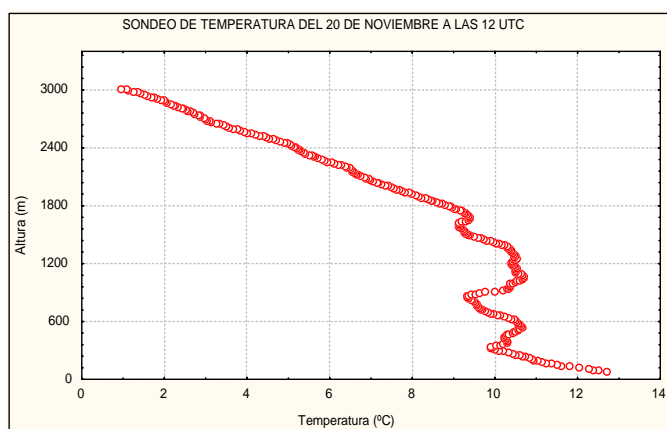


Fig. 3.16. Sondeo de temperatura del día 20 de noviembre de 1992 a las 12 UTC.

Las nieblas estancadas en los valles de las regiones continentales como la de Madrid, unido a los altas concentraciones de contaminación y a las reducidas velocidades de viento determinaron las condiciones más desfavorables para la ventilación de las masas de aire contaminadas, que permanecieron retendidas en estratos de mezcla de reducido espesor.

3.4.8 Análisis conjunto de las evoluciones diarias de la altura de la capa de mezcla

Un análisis conjunto de los resultados para las cinco situaciones meteorológicas marca las diferencias entre la escala temporal y el alcance vertical de la capa de mezcla, tal y como puede comprobarse en la figura siguiente:

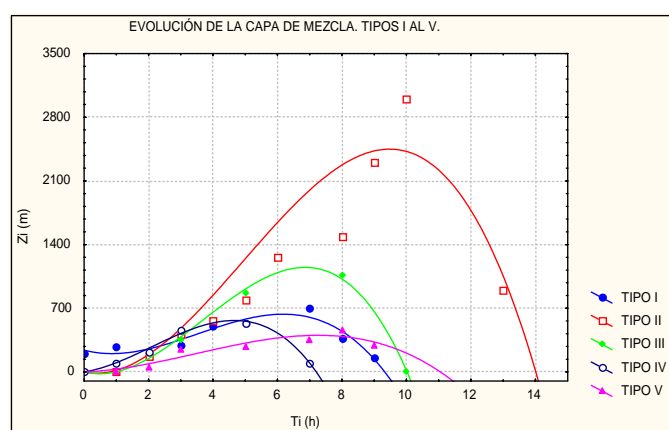


Fig. 3.17. Evolución diaria de la capa de mezcla para las cinco situaciones meteorológicas.

Un aspecto interesante a destacar es el hecho de que las diferencias más significativas entre los tipos considerados se manifiestan a partir de las 3 horas después de la salida del sol, de forma que el comienzo del crecimiento de la capa de mezcla asociado normalmente a la erosión de la inversión radiativa nocturna parece ser relativamente parecido en todos los casos estudiados. Una vez alcanzado el desequilibrio térmico necesario para que la mezcla penetre a alturas superiores, la distribución de la capa de mezcla con el tiempo presenta un comportamiento divergente con prendiendo claramente dos casos extremos: el de las condiciones fuertemente convectivas, representado por el Tipo II, y el de la situación episódica del Tipo V. Entre estas dos situaciones, se distribuyen el resto de los casos, siendo las condiciones anticiclónicas del Tipo III, las que mayor espesor de capa de mezcla tienen respecto de las de tipo mecánico representadas por los Tipos I y IV.

En cuanto a la duración temporal, la figura 3.17 muestra cómo los intervalos más cortos son los correspondientes a las situaciones mecánicas (Tipo I y IV) siendo la de

mayor alcance temporal la correspondiente a la situación convectiva del Tipo II, como consecuencia de que dicha situación se produce normalmente durante los meses de mayor número de horas de sol y mayor duración del día.

3.5 PERIODO DE CRECIMIENTO DE LA ALTURA DE LA CAPA DE MEZCLA

El conocimiento del desarrollo de la capa de mezcla a lo largo del día requiere, como se ha podido comprobar, del número suficiente de medidas experimentales que permitan estudiar un ciclo diurno completo. Los datos experimentales no siempre han permitido analizar dicho ciclo ya que en la fase de decrecimiento de la capa de mezcla no se disponían de medidas suficientes para analizar en detalle la última etapa de su evolución. Sin embargo, los perfiles realizados desde la salida del sol han permitido disponer de un número mayor de sondeos lo que ha permitido analizar el periodo de crecimiento de la capa de mezcla con cierto grado de detalle y bajo la influencia de diferentes situaciones meteorológicas. Es precisamente este periodo uno de los más estudiados debido a la posibilidad de relacionar la erosión de la inversión radiativa del perfil de temperatura con el comienzo del crecimiento de la capa de mezcla (Carson, 1973; Tennekes; 1973; Godowitch et al., 1987; Batchvarova y Gryning, 1991) lo que ha derivado en varios modelos de crecimiento relacionados con el flujo de calor sensible y con el espesor de la inversión radiativa que ha de destruirse al amanecer.

En concreto para el área de Madrid, la importancia del estudio del periodo de crecimiento quedó demostrada en diversos ejercicios de simulación sobre la formación y transporte vertical de ozono utilizando un modelo fotoquímico (Plaza, 1997). Los resultados de este y otros estudios demostraron que la altura de la capa de mezcla y su evolución durante las primeras horas de la mañana es el factor que más influencia tenía en la concentración máxima diaria de ozono alcanzada (Plaza, 1997; Bermán et al., 1999), superior incluso a la variación de la concentración inicial de los precursores de este contaminante (NO_x y COV).

Por otra parte, las ventajas del estudio del periodo de crecimiento sobre el análisis del ciclo completo son varias. Por un lado, el crecimiento de la capa de mezcla depende de la activación turbulenta en la atmósfera que puede producirse por el calentamiento de la

superficie terrestre o por efectos mecánicos asociados a la velocidad del viento. De esta forma, podría ser interesante analizar en qué medida esta activación turbulenta se traduce en un crecimiento y un alcance máximo particularmente diferente al que tiene lugar en otras condiciones. Por otra parte, la eliminación de la componente de decaimiento de la evolución diurna de este estrato facilita el análisis y la interpretación de los resultados al simplificar el ajuste de datos experimentales a modelos de regresión más sencillos.

Un análisis del conjunto de resultados sobre la evolución completa de la altura de la capa de mezcla conduce a pensar que la fase de crecimiento podría aproximarse a una función lineal con el tiempo en la que la pendiente de la recta determinaría la velocidad de crecimiento de la capa de mezcla y la ordenada en el origen la existencia de estratos mecánicos antes del amanecer. Una dependencia lineal ya fue utilizada en otros estudios como procedimiento de cálculo de la evolución de la altura de la capa de mezcla entre los sondeos de las 00 y 12 UTC proporcionados por el INM (Echagüe, 1979). Sin embargo, los resultados hasta aquí presentados, parecen mostrar, que el crecimiento en el Tipo II podría alejarse de estas condiciones de linealidad, por lo que el procedimiento utilizado se ha basado en una expresión más general, del tipo $\overline{Z}_i = \alpha T_i^\lambda + \beta$, que permite distinguir los ajustes de todos los casos estudiados.

La utilización de esta expresión tiene su justificación en diferentes investigaciones realizadas después del amanecer, las cuales confirman que la base de la inversión radiativa que comienza a erosionarse por el calentamiento del suelo, crece generalmente siguiendo un tendencia lineal con el tiempo durante las primeras horas de la mañana (Tennekes, 1973). Por otra parte, expresiones similares han sido utilizadas por diversos autores para estudios de la capa límite nocturna en el Valle de I Po en el norte de Italia y en Missouri en los EE.UU (Anfossi et al., 1974, 1976; Godowitch y Ching, 1980).

Los resultados que se obtienen en los cinco modelos de regresión para la provincia de Madrid vienen recogidos en la tabla 3.13. En ella, R representa el coeficiente de correlación de los ajustes obtenidos y N_s es el número de datos empleados para el ajuste, es decir, el número de sondeos realizados desde el amanecer hasta el momento del día en el que la capa de mezcla alcanzó su máximo espesor.

Tipo	α	λ	β	N_s	R
I 37.71		1.32	210.36	6	0.97
II 40.41		1.84	-	9	0.99
III 151.34		0.96	-	5	0.98
IV 142.87		0.87	-	5	0.97
V 50.28		1.05	-	6	0.95

Tabla 3.13. Coeficientes de la regresión para el periodo de crecimiento.

En la figura 3.18 se muestra la representación gráfica de las regresiones obtenidas. Los resultados confirman las tendencias de crecimiento lineal para todas las situaciones analizadas. Destaca claramente el tipo de crecimiento de la capa de mezcla cuando las condiciones son fuertemente convectivas, bajo la influencia de la baja térmica (Tipo II), al compararla con el resto de las situaciones estudiadas. Los datos experimentales de este tipo ajustan claramente a una función muy cercana al comportamiento cuadrático, mientras que en las demás situaciones, el ajuste podría considerarse de tipo lineal, siendo el coeficiente α más alto cuando las condiciones son anticiclónicas como la del Tipo III, frente a las situaciones asociadas a cielos cubiertos.

Tal y como puede comprobarse en la figura 3.18, se encuentran claras coincidencias entre los Tipos I y la IV, en las que el crecimiento de la capa de mezcla ha sido considerado de naturaleza mecánica.

Respecto del Tipo V, el crecimiento de la capa de mezcla en condiciones episódicas es el más lento y el de menor alcance de todos los casos estudiados, lo que explica que este escenario meteorológico sea el más desfavorable por sus posibles repercusiones en los niveles de contaminación atmosférica.

La tabla 3.14 presenta los datos observados para el periodo de crecimiento y los predichos por los modelos de regresión resultantes.

TIPO	T_i (h)	\bar{Z}_{i_P} (m)	\bar{Z}_i (m)
I	0	200.0	210.36
	1	280.0	248.06
	3	300.0	372.04
	4	500.0	447.07
	5	533.33	528.52
	7	700.0	707.27
II	1	0	40.41
	2	166.67	145.03
	3	416.67	306.25
	4	565.0	520.47
	5	800.0	785.32
	6	1266.67	1099.05
	8	1483.33	1867.82
	9	2300.0	2320.77
	10	3000.0	2818.28
	III	0	0
1		100.0	151.34
3		350.0	437.17
5		875.0	715.89
8		1066.67	1127.03
IV	0	0	0
	1	100.0	142.87
	2	225.0	260.36
	3	466.67	369.85
	5	540.0	575.58
V	1	0	50.28
	2	50.0	104.41
	3	250.0	160.10
	5	283.33	274.31
	7	350.0	391.09
	8	466.67	450.20

Tabla 3.14. Datos experimentales de la capa de mezcla y datos predichos por los modelos de regresión para las cinco situaciones meteorológicas.

La figura 3.18 pone de manifiesto que los modelos de crecimiento de la capa de mezcla se distribuyen entre los valores extremos definidos por el Tipo II de mayor actividad convectiva y el Tipo V de extrema estabilidad, aspecto que será analizado en detalle en el apartado siguiente.

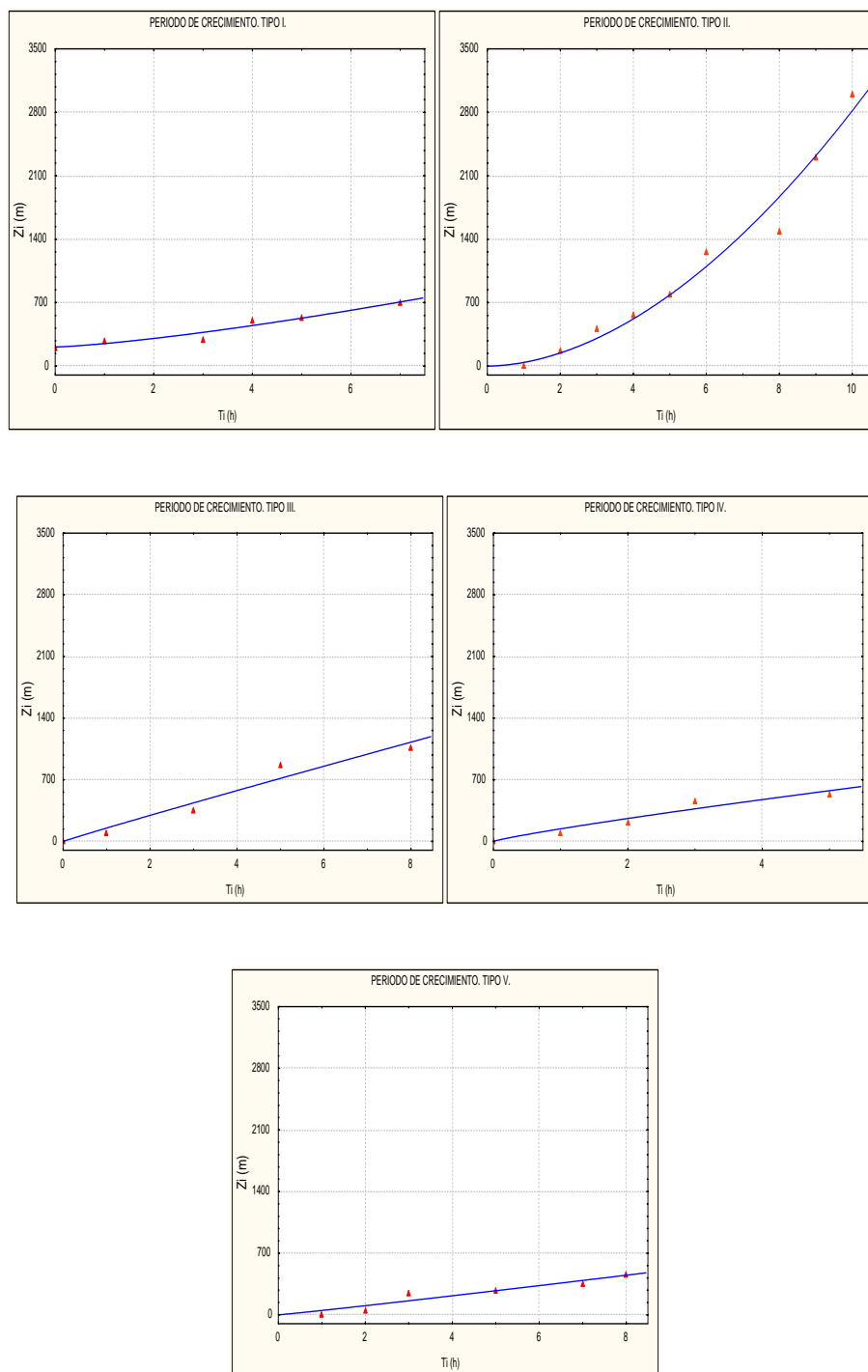


Fig. 3.18. Periodo de crecimiento de la altura de la capa de mezcla para las cinco situaciones meteorológicas analizadas.

Teóricamente, puede demostrarse la existencia de una dependencia lineal para el crecimiento de la capa de mezcla con el tiempo (Tennekes, 1973). La pendiente de la función lineal depende directamente del flujo de calor sensible y del gradiente de temperatura, siguiendo una expresión del tipo:

$$Z_i = \left(\frac{7}{5} \frac{(\overline{w'\theta'})_n}{\gamma \tau} \right)^{1/2} T_i \quad (3.7)$$

donde $(\overline{w'\theta'})_n$ es el flujo de calor sensible a mediodía, γ es el gradiente de temperatura por encima de la altura de la capa de mezcla y τ es un tiempo de escala que depende del comienzo del crecimiento del flujo con el tiempo. Las razones que justifican esta dependencia lineal así como la deducción teórica de dicha expresión serán aspectos discutidos en el capítulo cuarto de la presente memoria.

3.5.1 Evaluación conjunta del periodo de crecimiento de la capa de mezcla

Considerando prácticamente una tendencia lineal para las situaciones I, III, IV y V, el mayor ritmo de profundización de la capa de mezcla correspondería a la situación III, con un valor aproximado de 151 m/h, siendo la situación más lenta la correspondiente al Tipo V, asociada a las condiciones episódicas, en la que el ritmo o velocidad de crecimiento aproximado sería de 50 m/h.

Entre estos dos tipos se encuentran los asociados a aspectos mecánicos (Tipo I y IV) en los que aunque se presentan diferencias al principio de cada día asociadas a la presencia o no de inversiones radiativas, estos modelos son muy similares a partir de las 2 horas después de la salida del sol, tal y como puede comprobarse en la figura 3.19, en la que se recogen los modelos de crecimiento de la capa de mezcla para las cinco situaciones consideradas.

Cada una de las regresiones presentadas mantiene su escala temporal en la que han sido obtenidas, de forma que puede distinguirse la diferente extensión del periodo de crecimiento de los cinco escenarios meteorológicos estudiados.

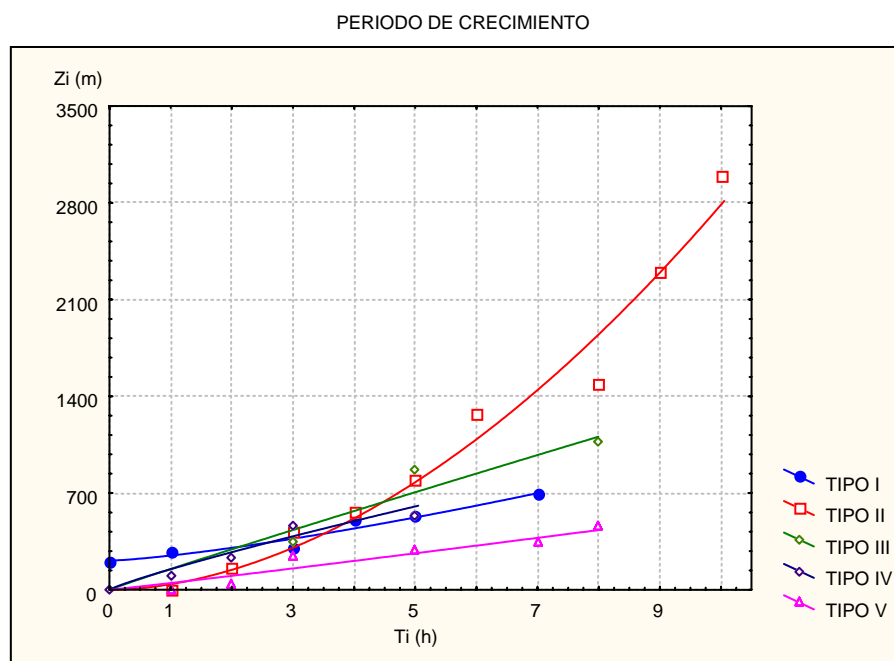


Fig. 3.19. Representación conjunta del periodo de crecimiento de la altura de la capa de mezcla para las cinco situaciones meteorológicas.

Tal y como se observa en la figura anterior, en contra de lo que en un principio puede parecer, a primeras horas de la mañana la profundización de la capa de mezcla del Tipo II es relativamente similar o incluso más pequeña que la que se manifiesta bajo condiciones mecánicas del Tipo I y IV y también inferior al crecimiento del Tipo III. A partir de las 4 horas después de la salida del sol, la dependencia con el tiempo del ritmo de crecimiento del Tipo II hace que la capa de mezcla aumente rápidamente su espesor alejándose de las evoluciones del resto de las situaciones consideradas.

En conclusión, lo que la figura 3.19 pone de manifiesto es el diferente crecimiento que presenta la capa de mezcla en función de la condición meteorológica dominante. Las diferencias son mucho más evidentes cuando se comparan situaciones en las que, tanto el calentamiento del suelo, como la duración de las horas de sol, son considerablemente mayores. Por otra parte, así como para las situaciones I, III, IV y V el ritmo de profundización de la capa de mezcla podría considerarse constante con el tiempo, para el Tipo II, la dependencia con el tiempo, la hace particularmente diferente del resto de las situaciones estudiadas. Este resultado conduce a pensar que la evolución de la capa de mezcla en condiciones de baja térmica peninsular no sigue el comportamiento general del resto de las situaciones que han sido analizadas en esta memoria.

3.6 INFERENCIA ESTADÍSTICA DE LOS RESULTADOS

En el campo científico, los métodos estadísticos se presentan como herramientas necesarias en todos aquellos casos en los que los resultados no pueden reproducirse ilimitadamente y con toda exactitud (Sachs, 1978). Las causas que acompañan a esta no reproducibilidad hay que buscarlas en influencias no controlables, en la desigualdad entre los objetos, en la variabilidad del material de estudio y en las variaciones de las condiciones de la experimentación. Este último factor es especialmente importante, como ha podido comprobarse, en la determinación de la altura de la capa de mezcla, lo que conduce a una importante dispersión de los valores que se obtienen experimentalmente. Dicha dispersión hace muy difícil la reproducción de una observación determinada lo que lleva asociada una incertidumbre que solo es tratable con métodos estadísticos. En este sentido juega un papel primordial la *inferencia estadística* por su capacidad de deducir conclusiones sobre una población a partir de los resultados de una muestra, o lo que es lo mismo, la obtención de regularidades generales cuya validez rebasa el conjunto de las observaciones disponibles.

El objetivo de la inferencia es, por tanto, la obtención de la máxima información sobre los parámetros característicos de una población, conocida una muestra parcial de ella. Esta técnica está basada en el contraste entre dos hipótesis preestablecidas: la hipótesis nula y la alternativa.

Se llama hipótesis nula a aquella que afirma que dos colectivos coinciden respecto de una o varias de sus características. Se supone por tanto, que la diferencia real es cero y que únicamente se debe al azar el que las diferencias sean no nulas. Puesto que por regla general un test estadístico sólo detecta diferencias y no igualdades, suele establecerse la hipótesis nula con el fin de rechazarla. Esto significa que el sentido de la hipótesis experimental o alternativa es declarar "anulada y sin valor" a la hipótesis nula.

En la inferencia estadística la pregunta que se formula, basándose en un test estadístico, es la de cuándo se puede rechazar la hipótesis nula y aceptar la hipótesis alternativa. Es evidente que esta circunstancia solo podría hacerse en el caso de que las diferencias entre los dos colectivos no sean de tipo casual. Como es frecuente disponer de dos muestras sin conocer sus respectivas poblaciones de origen, es normal encontrar

variaciones aun cuando se traten de distintas muestras procedentes de una misma población. La decisión sobre si las diferencias son esenciales y al azar, ha de realizarse estableciendo previamente un límite de aceptación. De esta forma se establece una hipótesis nula, y se rechaza, siempre que el resultado indique su improbabilidad en las condiciones de validez de dicha hipótesis.

Para la crítica del ajuste tanto de las regresiones completas de la altura de la capa de mezcla como para el periodo de crecimiento se ha utilizado el test F de Fisher-Snedecor, resultados que podrán extrapolarse para la crítica de los coeficientes de correlación de ambos apartados. La razón que ha conducido a utilizar para estos casos un test F en lugar del clásico test t de Student estriba en el hecho de que cuando existe un gran efecto de multicolinealidad entre las variables, es aconsejable utilizar el primer test frente al segundo. El test F ofrece una evaluación global del modelo de regresión sometido a la inferencia estadística, mientras que la aplicación del test t permite analizar la regresión parámetro a parámetro. Si se aplicara el test t parámetro a parámetro, podría darse el caso de aceptación de la hipótesis nula marcando la inexistencia de la regresión respecto de la variable analizada. La aplicación del test F podría llegar al resultado contrario, es decir, la aceptación de la hipótesis alternativa, lo que conduciría a una discrepancia debida al efecto de multicolinealidad de los coeficientes de la regresión analizada. La explicación a esta discrepancia se encuentra en que la aplicación del test t para un parámetro en concreto, está marginando la influencia de los demás parámetros en el modelo de regresión.

En el caso de los coeficientes de correlación, la extrapolación de los resultados obtenidos por la crítica de los ajustes para las regresiones completas como para el periodo de crecimiento se debe a la existencia de una relación directa entre el estadígrafo utilizado en los primeros análisis con el coeficiente de correlación de dichas regresiones, tal y como se comprobará más adelante.

Dos son los tipos de errores que pueden cometerse cuando se realizan inferencias estadísticas. El primero se conoce por error de primera especie y es el asociado a rechazar la hipótesis nula cuando esta es cierta. La probabilidad de cometer ese error se conoce por

nivel de significación. El segundo o error de segunda especie es el que se comete por mantener como cierta una hipótesis nula cuando ésta es falsa.

Es necesario destacar que el rechazo de una hipótesis nula conduce a conclusiones que en absoluto pueden considerarse del todo seguras. Los resultados pueden derivar en teorías o hipótesis nuevas y más precisas, que han de ser sometidas a comprobaciones más rigurosas. Las suposiciones examinadas pueden considerarse generalizables con un mayor o menor grado de confianza y tan solo la jerarquización de las hipótesis contrastadas, siempre que existan relaciones deductivas, podría conducir al establecimiento de cierta teoría que, en cualquier caso, siempre debe estar sometida a un contraste experimental.

3.6.1 Inferencia estadística sobre las regresiones de la evolución completa

Un valor elevado del coeficiente de correlación no implica necesariamente la existencia de una relación funcional entre la altura de la capa de mezcla y el tiempo, es decir, entre la variable dependiente \bar{Z}_i y la variable independiente T_i . Para comprobar la existencia de esta relación, se ha realizado una inferencia estadística utilizando el test F (de la distribución de la Fisher-Snedecor) que efectúa un contraste entre la hipótesis nula y la alternativa. Si se considera un modelo de regresión general del tipo siguiente:

$$\bar{Z}_i = A_1 + A_2 T_i + A_3 T_i^2 + \dots + A_p T_i^{p-1} \quad (3.8)$$

la hipótesis nula de partida será aquella en la que se considera el hecho de que todos los coeficientes A_1, A_2, \dots, A_p son iguales a cero, es decir, no existe una relación funcional de este tipo entre la altura de la capa de mezcla y el tiempo. La hipótesis alternativa supone que al menos, algún coeficiente A_p es distinto de cero, o lo que es lo mismo, que existe una dependencia de la altura de la capa de mezcla con el tiempo, en los términos establecidos en el presente capítulo.

Para realizar la inferencia cuando el número de datos es inferior a 100 se utiliza el estadígrafo F definido por el cociente siguiente:

$$F = \frac{MSR}{MSE} \quad (3.9)$$

donde MSR es el error cuadrático medio y MSE es el error cuadrático de la regresión que vienen dados por:

$$MSR = \frac{SSR}{p-1} = \frac{\sum(Zp_i - \bar{Z})^2}{p-1} \quad (3.10)$$

$$MSE = \frac{SSE}{n-p} = \frac{\sum(Zo_i - Zp_i)^2}{n-p} \quad (3.11)$$

siendo Zp_i los valores predichos de la altura de la capa de mezcla, \bar{Z} el valor promedio, Zo_i los valores observados o experimentales de la altura de la capa de mezcla, n el número de datos y $p-1$ los grados de libertad del modelo de regresión.

El rechazo de la hipótesis nula, y por tanto, la aceptación de la hipótesis alternativa, se realiza siempre y cuando el estadígrafo F sea superior al valor que toma la distribución de la función de Fisher-Snedecor definida por $F^*(\alpha; p-1; n-p)$, siendo α el nivel de significación, valor del que se deriva el grado de confianza de la inferencia estadística realizada.

La tabla siguiente resume los valores estadísticos para cada uno de los cinco tipos de regresiones obtenidas y los niveles de confianza para los que se rechaza la hipótesis nula:

TIPO	$p-1$	$n-p$	F	F^*	$1-\alpha$
I 3		4	9.47	6.59	0.95
II 2		7	38.73	21.7	0.999
III 2		3	117.62	49.8	0.995
IV 2		3	100.21	49.8	0.995
V 2		4	13.17	10.6	0.975

Tabla 3.15. Inferencia estadística sobre las regresiones de la evolución completa.

Los resultados muestran diferentes niveles de confianza para cada tipo de regresión obtenida. El rechazo de la hipótesis nula, es decir, la inexistencia de los parámetros encontrados que relacionan la altura de la capa de mezcla con el tiempo, puede realizarse con un nivel de confianza del 95% para el Tipo I, del 99.9% para el II, del 99.5% para el III y el IV y, por último, con un nivel del 97.5% para el Tipo V. Para todos los casos, por tanto, con un nivel de confianza de, al menos, el 95% puede rechazarse la hipótesis nula.

3.6.2 Inferencia estadística de los coeficientes de correlación de las evoluciones completas

Los coeficientes de correlación de las evoluciones diurnas de la altura de la capa de mezcla obtenidos en el apartado 3.4 del presente capítulo, por sí solos, no informan de la bondad del ajuste realizado ya que dicho ajuste depende del número de datos utilizados en cada situación particular. Sin embargo, los resultados obtenidos en el apartado anterior pueden ser extrapolados debido a la relación existente entre el coeficiente de correlación y el estadígrafo F , que viene dada por la siguiente expresión:

$$R^2 = \frac{F}{F + \frac{n-p}{p-1}} \quad (3.12)$$

de forma que a igualdad de número de datos y parámetros, el coeficiente de correlación aumenta al aumentar el valor de F . Los resultados se resumen en la siguiente tabla:

TIPO	R	n	n-p	p-1	1-α
I	0.94	8	4	3	0.95
II	0.95	10	7	2	0.999
III	0.99	6	3	2	0.995
IV	0.99	6	3	2	0.995
V	0.93	7	4	2	0.975

Tabla 3.16. Inferencia estadística del coeficiente de correlación de la regresión completa.

3.6.3 Inferencia estadística sobre las regresiones del periodo de crecimiento

Los resultados encontrados para el periodo de crecimiento de la altura de la capa de mezcla son sometidos también a una crítica de ajuste a partir del test F de la distribución de Fisher-Snedecor de forma similar a la inferencia realizada en el apartado 3.6.1. Para este caso, la tabla que resume los valores estadísticos es la siguiente:

<i>TIPO</i>	<i>p-1</i>	<i>n-p</i>	<i>F</i>	<i>F*</i>	<i>1-α</i>
I 2		3	37.16	30.8	0.99
II 1		7	288.05	29.2	0.999
III 1		3	83.14	55.6	0.995
IV 1		3	42.08	34.1	0.99
V 1		4	33.06	31.3	0.995

Tabla 3.17. Inferencia estadística sobre las regresiones del periodo de crecimiento.

Los resultados conducen a rechazar la hipótesis nula de inexistencia de relación funcional entre la altura de la capa de mezcla y el tiempo en los términos descritos, con unos niveles de confianza altos, del orden del 99% para todos los casos estudiados.

3.6.4 Inferencia estadística de los coeficientes de correlación del periodo de crecimiento

De la misma manera que en el apartado 3.6.2 se realizó una inferencia estadística para los coeficientes de correlación de las evoluciones completas, en este apartado se muestran los resultados para el periodo de crecimiento, donde se habían obtenido unos coeficientes de correlación superiores a los obtenidos para las regresiones de la evolución completa de la capa de mezcla.

La relación entre la F y el coeficiente de correlación que viene dada por la ecuación (3.12), permite de nuevo extrapolar los resultados del apartado anterior para el periodo de crecimiento, tal y como viene resumido en la tabla siguiente:

TIPO	R	n	n-p	p-1	1-α
I 0.97		6	3	2	0.99
II 0.99		9	7	1	0.999
III 0.98		5	3	1	0.995
IV 0.97		5	3	1	0.99
V 0.95		6	4	1	0.995

Tabla 3.18. Inferencia estadística del coeficiente de correlación del periodo de crecimiento.

Los resultados confirman unos niveles de confianza por encima del 99% para los cinco tipos que han sido objeto de este estudio.

3.7 DETERMINACIÓN DE VARIABLES SIGNIFICATIVAS EN LOS VALORES EXPERIMENTALES DE LA ALTURA DE LA CAPA DE MEZCLA

Hasta ahora, los resultados presentados proporcionan expresiones que permiten predecir el espesor de la capa de mezcla con dos únicos requisitos: conocer la situación meteorológica y la diferencia entre la hora a la que se necesita el dato de capa de mezcla y la salida del sol. Esta información permitiría disponer de la evolución completa de la capa de mezcla en el periodo diurno o bien el ritmo de crecimiento hasta su máximo valor aplicando los modelos de regresión obtenidos a partir de estos datos de entrada. Sin embargo, la aplicabilidad de estos resultados depende de la reproducción de las mismas condiciones sinópticas para otro tipo de estudios, lo que limita la utilidad de las expresiones obtenidas a la frecuencia de ocurrencia de las cinco situaciones analizadas en áreas de similares características a las que se tienen en la cuenca de Madrid.

Una aproximación útil, sería aquella en la que a partir de medidas meteorológicas relativamente sencillas de obtener, se pudiera determinar un valor de la altura de la capa de mezcla independientemente de la situación meteorológica bajo la cual se está desarrollando.

Para la determinación de las principales variables meteorológicas que están relacionadas con la altura de la capa de mezcla, a los datos experimentales obtenidos a partir de las campañas de medida, se les ha aplicado un procedimiento de selección de variables. El sistema trabaja en dos modos: "hacia adelante" o "hacia atrás". En el primer caso, el modelo comienza sin ninguna variable y va añadiendo una a una siempre que la nueva variable introducida sea significativa, comprobándose en cada estado que las variables anteriormente seleccionadas continúan siendo significativas.

En el segundo modo, el sistema parte de un modelo que contiene todas las variables supuestas independientes y las va eliminando una a una comprobando en cada paso que las variables eliminadas continúan siendo no significativas. De esta forma, el sistema vuelve a introducir variables en el modelo si se convierten en significativas al eliminar otras.

Para este estudio, se presenta el procedimiento de selección de variables con el primer método (los resultados fueron idénticos a los obtenidos con el segundo). El criterio utilizado para añadir o eliminar variables se establece en términos del estadístico definido por la ecuación (3.9) de la función de la distribución de Fisher-Snedecor. El valor del estadístico, F , es comparado con uno de referencia que sirve de criterio de selección y que viene dado para un nivel de significación estadística establecido. Si el valor del estadístico supera al establecido como criterio a partir de las tablas de Fisher-Snedecor, el sistema introduce la variable dentro del modelo y calcula de nuevo los errores estadísticos y el coeficiente de correlación.

Utilizando todos los resultados de las campañas de medida realizados en Villanueva de la Cañada (tabla 3.1), los valores horarios de la altura de capa de mezcla se agruparon en dos grandes grupos (cielos despejados y cielos cubiertos) independientemente de la situación sinóptica asociada. Para ambos casos, el procedimiento de selección de variables fue aplicado considerando como posibles variables independientes las siguientes: la radiación solar directa y difusa sobre el área de Madrid, datos medidos en la estación perteneciente al INM en la Ciudad Universitaria de Madrid, y la velocidad horizontal del viento y la temperatura obtenidos

de una torre meteorológica situada en el término municipal de Villanueva de la Cañada, próxima al punto en el que se realizaban los radiosondeos.

3.7.1 Condiciones de cielos despejados

Los datos procedentes de las campañas experimentales incluidas en esta situación son aquellos que fueron tomados durante los días en los cuales el cielo estuvo fundamentalmente despejado, independientemente del tipo y posición del sistema de presiones que produjo esta circunstancia. Los días de campaña del año 1991 incluidos en esta situación corresponden a los meses de mayo y julio, y del año 1992, a los meses de enero, marzo, abril, mayo, julio, septiembre y noviembre. En el proceso de selección de variables fue establecido el límite mínimo de aceptación de F en 7.08 y el límite máximo de rechazo o eliminación de una variable en 7.07, de acuerdo con el grado de libertad asociado al estadístico. Estos límites corresponden al nivel de significación, α , de 0.01 para el test basado en 60 grados de libertad. El resultado del procedimiento de selección de variables para un total de 91 casos agrupados en esta situación, fue el siguiente:

$$\bar{Z}_i = 7.95RDIF + 23.74RDIF \quad (3.13)$$

es decir, la altura de la capa de mezcla cuando las condiciones meteorológicas dominantes conducen a cielos despejados depende de la radiación directa y difusa en W/m^2 con un coeficiente de correlación de 0.84. Este resultado confirma la dependencia entre el parámetro de capa de mezcla y los aspectos radiativos cuando las condiciones son fundamentalmente de carácter convectivo.

3.7.2 Condiciones de cielos cubiertos

Las campañas de medida incluidas dentro de este grupo corresponden a todas aquellas situaciones en las que las medidas fueron realizadas bajo condiciones meteorológicas adversas, es decir, cielos cubiertos y posibles precipitaciones. Del año 1991, se incluyeron dentro de este grupo los meses de abril, octubre y diciembre y del año 1992 el mes de octubre, sumando un total de 39 casos. Los límites del valor de F

mínimo y máximo de aceptación y rechazo, fueron establecidos en 7.56 y 7.55 respectivamente, correspondientes a un nivel de significación, α , de 0.01 y 30 grados de libertad. El resultado del proceso de selección de variables en este caso, fue el siguiente:

$$\overline{Z}_i = 28.78VEL + 10.23RDIF \quad (3.14)$$

es decir, la altura de la capa de mezcla puede ser descrita en términos de velocidad horizontal del viento en m/s y radiación difusa en W/m^2 con un coeficiente de correlación de 0.85. La ecuación anterior, proporciona por tanto, los valores de la altura de la capa de mezcla cuando las condiciones meteorológicas dominantes se caracterizan por cielos cubiertos y son los aspectos mecánicos los que predominan en el desarrollo de este estrato. De esta forma, la capa de mezcla y su evolución en condiciones mecánicas, responde a la contribución del viento en la generación de la turbulencia atmosférica.

Si se realiza una crítica del ajuste de las expresiones (3.13) y (3.14) obtenidas en este apartado, tal y como se ha presentado en los apartados anteriores, se llega al rechazo de la hipótesis nula con un nivel de significación estadística de 0.001 tanto para los cielos despejados como para los cielos cubiertos. Este resultado significa que la existencia de las relaciones funcionales que vienen dadas por (3.13-14) puede establecerse con un nivel de confianza del 99.9%.

3.8 RESUMEN Y CONCLUSIONES

De la caracterización experimental de la evolución diurna de la capa límite presentada en este capítulo pueden extraerse dos importantes aportaciones. Por un lado, el estudio, en profundidad, del comportamiento temporal de este estrato en diferentes escenarios meteorológicos, lo que ha permitido estudiar y analizar las diferencias en el alcance vertical, ritmo de crecimiento y tipo de evolución de cada una de las situaciones analizadas. Por otro lado, los modelos de regresión obtenidos podrían ser utilizados como ecuaciones de pronóstico para obtener una estimación de la altura de la capa límite a partir de variables de entrada sencillas como es la diferencia entre la hora UTC

y la salida del sol o los datos de radiación y velocidad del viento. Todos estos resultados, detallados en el presente capítulo, conducen a las siguientes conclusiones:

1. La altura de la capa de mezcla manifiesta una variación diurna dependiente del marco sinóptico en el que se desarrolla, mostrando diferencias tanto en su alcance vertical como en su escala temporal. Los datos experimentales confirman la existencia de dos patrones de comportamiento diferentes en función de si las condiciones son de carácter marcadamente convectivo o mecánico.
2. Dentro de las situaciones convectivas, la situación de baja térmica peninsular (Tipo II) se destaca por presentar una particular distribución respecto de las demás situaciones analizadas. Los valores más altos alcanzan estratos de hasta 3000 m de altura o superiores, resultado que contrasta con los máximos establecidos en ejercicios de modelización en dominios continentales que, incluyendo la península Ibérica, no reflejan sin embargo, la intensidad de la convección generada en áreas como la de nuestro centro peninsular (Iversen y Berge, 1994; Mylona, 1993; Sandnes, 1983).
3. Las situaciones anticiclónicas invernales representadas por el Tipo III, ofrecen una evolución de la capa de mezcla similar a la anterior durante las 5 primeras horas de crecimiento, y claramente diferente como consecuencia de la menor insolación, lo que conduce a espesores de mezcla máximos de 1000 m, tres veces inferior al valor alcanzado en condiciones de baja térmica peninsular.
4. Los efectos mecánicos asociados a pasos de frentes o a invasiones de masas de aire frío en niveles superiores (Tipos I y IV, respectivamente) configuran evoluciones de la capa de mezcla de menor penetración en altura y menor extensión temporal, siendo el efecto del transporte del viento, el agente responsable de la ventilación eficaz de masas de aire, lo que evita elevadas cantidades de contaminantes retenidos en espesores de mezcla pequeños.
5. Dentro de este contexto de calidad del aire, un ejemplo claro de la influencia de la ausencia del efecto de arrastre del viento en situaciones estables y persistentes, ha quedado reflejado en la evolución diurna de la capa de mezcla del Tipo V, en el que

los espesores no superaron los 500 m de espesor, produciéndose una de las situaciones episódicas más frecuentes y típicas de las zonas urbanas e industriales como las del área de Madrid y su entorno. Existen investigaciones que reflejan la extensión del fenómeno episódico a distancias que superan los 100 km del foco principal que es la zona urbana de Madrid (Plaza et al., 1997), lo que indica la importancia que tiene el valor de la capa de mezcla en este u otro tipo de situaciones de similares características meteorológicas.

6. El periodo de crecimiento de la altura de la capa de mezcla confirma una tendencia cercana a la linealidad entre el valor mínimo y máximo diario en todas las situaciones analizadas. Sin embargo, cabe destacar la situación de baja térmica, la cual se aleja ligeramente de dicho comportamiento, al presentar una tendencia cuadrática.
7. La crítica de los ajustes realizados mediante inferencia estadística ofrece resultados satisfactorios para los cinco tipos de evoluciones analizadas, con un nivel de confianza que en ninguno de los casos es inferior al 95 %.
8. En ausencia de efectos advectivos importantes o cambios acusados de las condiciones meteorológicas, los valores horarios de la altura de la capa de mezcla se correlacionan con la radiación incidente modulada por la nubosidad y la velocidad del viento. Resultados similares fueron obtenidos con medidas realizadas en Inglaterra (Smith y Hunt, 1978), donde se confirmaron que las dos principales fuentes de energía que requiere la capa límite en su desarrollo provienen de la generación de la turbulencia por efecto de la velocidad del viento y por la influencia de la aportación de calor sensible.

CAPÍTULO 4

SIMULACIONES DE LA EVOLUCIÓN DE LA ALTURA DE LA CAPA DE MEZCLA A PARTIR DE UN MODELO DE DIAGNÓSTICO: RESULTADOS MESOESCALARES

Los resultados experimentales obtenidos en el capítulo anterior tienen un denominador común, el de mostrar que la evolución diurna del espesor de capa límite se manifiesta con un comportamiento ondulatorio asimétrico en el que la aportación calorífica del sol, el reparto que se hace de dicho calor y la duración del día, determinan el proceso de homogeneización que tiene lugar en la capa de mezcla.

Este complicado proceso suele ser reproducido teóricamente considerando tres estados básicos de estratificación que vienen dados por las condiciones estables, inestables y neutras, tal y como vienen recogidas en el capítulo 2 de esta memoria. La pregunta que surge inmediatamente es la de saber si las expresiones teóricas de la teoría de semejanza para la capa límite y las fórmulas establecidas para su parametrización, permiten reproducir acertadamente las evoluciones diurnas que han sido encontradas de forma experimental en el capítulo anterior.

Un interesante marco de estudio para contestar a esta pregunta lo proporciona el modelo CALMET, un modelo meteorológico de diagnóstico que pertenece a la Agencia de Protección Medioambiental (EPA) de los EE.UU. El modelo CALMET ofrece resultados horarios de altura de capa de mezcla, de forma que es posible analizar su evolución a lo largo del día y evaluar la eficacia de las expresiones establecidas para reproducir lo que experimentalmente ha sido observado. Dicho modelo suele estar acoplado a CALPUFF, diseñado para ofrecer resultados sobre dispersión de contaminantes, especialmente en terrenos complejos.

En 1998, la EPA encargó a tres especialistas científicos, la tarea de realizar un enjuiciamiento sobre la recomendación del sistema de modelos CALMET/CALPUFF para investigaciones en el campo del transporte a larga distancia y aplicaciones para estudios de dispersión cercanos a las fuentes. Los resultados de las investigaciones realizadas, concluyeron en la recomendación de este sistema de modelos y destacaron

que representaban un significativo avance respecto de los que actualmente se utilizan como reguladores de calidad del aire (Allwine et al., 1998).

El sistema de modelos CALMET/CALPUFF está disponible en la página de Internet siguiente:

<http://www.src.com/calpuff/calpuff1.htm>

de donde pueden obtenerse los códigos fuente en lenguaje de programación FORTRAN, así como los ficheros de entrada necesarios para realizar las simulaciones.

4.1 BREVE HISTORIA DE LA MODELIZACIÓN DE LA CAPA LÍMITE

Durante muchos años, las investigaciones en el campo teórico de la capa límite han estado orientadas a comprender su evolución a lo largo del día considerando dos regímenes separados y distintos: el asociado a los mecanismos convectivos durante las horas diurnas y el relativo al periodo nocturno dominado por un estado turbulento de intensidad menor, en el que predominan los aspectos mecánicos. La historia de la modelización de la capa de mezcla en horas diurnas puede decirse que comienza con los trabajos de Ball (1960), al que pronto se le sumaron otras investigaciones como la de Lilly (1968), Tennekes (1973), Betts (1973), Carson (1973) y Stull (1973), entre otros. Respecto del periodo nocturno, cabe destacar las investigaciones realizadas por Blackadar (1957,1976), Deardorff (1971) y Delage (1974).

Los primeros esquemas de la EPA de estimación de los valores horarios del espesor de mezcla estaban basados en una interpolación lineal entre el valor obtenido por el primer sondeo del día (a las 00 TMG) y el realizado a las 12 TMG siguiendo el procedimiento establecido por Holzworth (1967). Dicha aproximación, sin embargo, no ofrecía resultados satisfactorios fuera del contexto de las aplicaciones climatológicas en las que habían sido obtenidos (Benkley y Schulman, 1979).

Conscientes de las limitaciones de los primeros esquemas de cálculo, las investigaciones se orientaron a conseguir que las propuestas sobre modelos de desarrollo de capa de mezcla pudieran cumplir los siguientes requisitos:

- (1) Que fueran capaces de estimar de una forma realista y aproximada el espesor de mezcla atmosférico en función de la dependencia temporal de las características turbulentas de la capa límite.
- (2) Que pudieran ser aplicados a todas las condiciones meteorológicas.
- (3) Que estuvieran diseñados para ser alimentados con información meteorológica estándar, procedente de las estaciones de medida rutinarias de cada país.
- (4) Y por último, que los esquemas adaptados a los modelos no aumentaran excesivamente el coste computacional de los mismos.

Así, destacan varios esquemas como el de Stull (1976) basado en las ecuaciones energéticas turbulentas, el de Gamo y Yokoyama (1979) en el que se propone un modelo de crecimiento de la capa de mezcla para las horas diurnas en función de una parametrización del flujo de calor sensible, y varios modelos basados en la parametrización de la penetración de aire en la cima de la capa de mezcla y su influencia en el crecimiento de este estrato (Mahrt, 1979).

Los avances en el campo de la informática fueron decisivos en los modelos desarrollados, de forma que el cuarto requisito perseguido en los modelos propuestos perdía importancia a medida que los ordenadores aumentaban su capacidad de cálculo. Los modelos propuestos por investigadores de la década de los años 70 (André et al., 1976a,b; Zeman y Lumley, 1976) y que no habían podido ponerse en práctica de forma operativa, comenzaron a tomar protagonismo. Así, en la década de los años 80, surgieron esquemas basados en la resolución de las ecuaciones de movimiento hasta los momentos de tercer orden y el tratamiento de la turbulencia en función del grado de estabilidad atmosférica (Sun y Ogura, 1980). Se incluyeron aspectos como los de subsidencia, advección y enfriamiento radiativo (Ebel et al., 1981; Schaller y Kraus, 1981), y se desarrollaron modelos de pronóstico que ofrecían resultados cada vez más satisfactorios (Garret, 1981). Aparecen también modelos basados en la parametrización de la energía cinética turbulenta para el cierre de las ecuaciones de primer orden (Tennekes y Driedonks, 1981; Driedonks, 1982) y se desarrollaron procedimientos para la formulación de las características de la capa límite en los modelos de circulación general (Suarez et al, 1983).

Por otra parte, la evolución diurna de la capa límite también fue reproducida a partir de modelos meteorológicos basados en la diferencia del grado de estabilidad y el número de Richardson, aunque para condiciones de fuerte estabilidad e inestabilidad, las primeras simulaciones no conseguían ofrecer resultados satisfactorios (Troen y Mahrt, 1986).

De los resultados de Tennekes y Driedonks (1981) y Driedonks (1982) nacieron otros esquemas nuevos que consideraban la relación entre el consumo de energía potencial y cinética en la cima de la capa de mezcla con la producción de energía cinética turbulenta (mecánica y convectiva) dentro de dicha capa (Batchvarova y Gryning, 1991; Rayner y Watson, 1991). Dichos esquemas han ido perfeccionándose a lo largo de estos últimos años mediante la incorporación de nuevas parametrizaciones y ajustes realizados a partir de la comparación con medidas experimentales (Batchvarova y Gryning, 1994).

Precisamente, la disipación de la energía cinética turbulenta en la cima de la capa de mezcla ha sido también utilizada en modelos de pronóstico para la determinación del espesor de este estrato a lo largo del día. Un ejemplo de estos modelos es el TVM (*Topographic Vorticity-Mode Mesoscale- β model*) que ha sido validado en diferentes escenarios y para diferentes situaciones meteorológicas (Thunis, 1995; Bornstein et al., 1996; Schayes et al., 1996). Concretamente, el modelo TVM ha sido aplicado para el área de Madrid bajo diferentes condiciones de baja térmica. Su validación con datos experimentales y el estudio de los diferentes patrones de transporte puede consultarse en Martín et al. (2001a y b).

En este contexto de modelos de pronóstico, destaca una versión unidimensional adaptada del modelo PROMES que para la evolución de la capa de mezcla fue contrastada con medidas experimentales en el área de Madrid, ofreciendo resultados satisfactorios (Castro et al., 1993; Gaetner, 1994). Asimismo, la aplicación de PROMES (acrónimo de PRONóstico a MESOescala) para las simulaciones de los flujos atmosféricos en la zona centro de la península Ibérica ha proporcionado resultados sobre la variación espacial de la altura de la capa de mezcla máxima en diferentes escenarios meteorológicos (Gaetner, 1994).

Para los estudios de transporte a larga distancia o a escala regional son varios los modelos de predicción numérica que se utilizan actualmente. Las salidas del modelo HIRLAM son utilizadas por los países nórdicos así como otros países europeos para calcular la altura de la capa de mezcla a partir del número de Richardson de volumen. La estimación de este parámetro se realiza en los distintos niveles del modelo, de forma que la altura del nivel en el que alcanza un valor crítico preestablecido (de 0.25), se considera como espesor de capa límite (Sorensen et al., 1996; 1998; Sorensen, 1998).

Un procedimiento parecido basado en el número de Richardson del gradiente se utiliza en los modelos de predicción numérica del Reino Unido en la Oficina meteorológica de transporte a larga distancia para accidentes nucleares (NAME). En este caso, también se estima la altura de la capa de mezcla como el nivel en el que el número de Richardson del gradiente alcanza el valor crítico de 1.3. Sin embargo, los resultados confirman subestimaciones del espesor de capa límite con este procedimiento cuando se realizan comparaciones con medidas de radiosondeos durante las horas diurnas (Maryon y Best, 1992; Wotawa et al., 1996; Fay et al., 1997).

Los modelos de transporte a larga distancia del programa EMEP (*Cooperative Programme for Monitoring and Evaluation of the Long Range Transmission in Europe*) calculan dos valores de la altura de la capa de mezcla definidos como altura mecánica y altura convectiva. La primera se obtiene como el nivel más bajo del modelo en el que el coeficiente de difusión turbulenta, K_M , es menor de $1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, estimando dicho parámetro a partir del método de Blackadar (1979). El valor convectivo se calcula como la altura de la capa en la que el flujo de calor sensible ha sido distribuido verticalmente mediante un ajuste adiabático. Finalmente, la altura de la capa de mezcla se selecciona como el valor más alto de los dos obtenidos (Jakobsen et al., 1995).

La gran mayoría de los modelos sobre el crecimiento de la capa de mezcla a lo largo del día fueron diseñados a partir de la expresión (2.61) del capítulo 2 en la que interviene el flujo de calor sensible, por lo que se hizo imprescindible encontrar una parametrización para dicho flujo dependiente de la variable tiempo. En este sentido, se han desarrollado varias formulaciones con idea de poder ser introducidas en modelos meteorológicos (Itier, 1980; DeHeer-Amisshah et al., 1981; Berkowicz y Prahm, 1982; Kohsiek et al., 1993; De Bruin et al., 1993; Marsden et al., 1993; Brötge y Crawford,

2000) y se han realizado estudios de intercomparación de diferentes esquemas con objeto de analizar la bondad de los mismos (Galinski y Thomson, 1995).

La evolución diurna de la altura de la capa límite a partir de las parametrizaciones del flujo de calor sensible suele proporcionar buenos resultados, sin embargo, es necesario destacar que hasta la fecha, ningún modelo ha sido capaz de ofrecer un procedimiento satisfactorio para el periodo transitorio entre las horas diurnas y nocturnas en las que la capa residual requiere un tratamiento específico que no es considerado en los esquemas de parametrización de los modelos desarrollados.

4.2 DESCRIPCIÓN DEL MODELO METEOROLÓGICO CALMET

El núcleo del modelo CALMET está formado por un módulo de diagnóstico del campo de viento capaz de simular efectos locales, como los flujos de ladera, efectos cinemáticos y de bloqueo del terreno (incluyendo un procedimiento de minimización de la divergencia del viento), y un módulo de capa límite, que tiene un tratamiento separado en función de si su desarrollo tiene lugar sobre tierra o sobre el agua (Scire et al., 1990; 1999).

El módulo de diagnóstico del campo de viento utiliza una aproximación en dos etapas (Douglas y Kessler, 1988). En la primera, el viento en el dominio se ajusta teniendo en cuenta los efectos cinemáticos del terreno. La segunda etapa consiste en un procedimiento de análisis objetivo que introduce los valores observados dentro del campo de viento obtenido en el paso anterior, para producir un campo final de viento que tenga en cuenta los datos medidos en el dominio. En esta segunda etapa, se utiliza un esquema de interpolación que depende de la inversa del cuadrado de la distancia, con objeto de ponderar la importancia de los valores observados. Sin embargo, en las regiones del dominio en las que no existen mediciones, los valores de viento de la primera etapa prevalecen como datos finales. La componente vertical del viento se obtiene mediante un procedimiento de minimización de la divergencia.

Respecto de la capa límite, el módulo utilizado por el modelo para simular el desarrollo de dicho estrato sobre tierra está basado en el método del balance de energía de Holtslag y Van Ulden (1983), lo que permite obtener valores horarios en los puntos

de la malla de variables como flujo de calor sensible, velocidad de fricción, longitud de Monin-Obukhov y velocidad de escala convectiva. La altura de la capa de mezcla se obtiene a partir del flujo de calor sensible y los perfiles de temperatura utilizando el método de Carson (1973) con algunas modificaciones basadas en resultados de Maul (1980). Las clases de estabilidad y los valores horarios de precipitación son salidas opcionales del modelo. Para el caso de que el dominio incluya superficies marinas, la capa límite es evaluada por CALMET a partir del método de los perfiles, ya que dicho procedimiento se ajusta mejor a las particulares características aerodinámicas y térmicas que deben ser consideradas en entornos marinos.

La utilización de estos dos procedimientos (método del balance de energía y método de los perfiles) para el cálculo de los parámetros de la capa límite a partir de medidas meteorológicas rutinarias se fundamenta en las investigaciones realizadas por Hanna et al. (1986). El método de los perfiles requiere la medida de la velocidad del viento en un nivel, la temperatura del aire, el parámetro de rugosidad y la diferencia de temperatura entre dos alturas de la capa superficial. Tal y como se apuntaba en Hanna et al. (1986), aunque esta última medida no puede considerarse rutinaria al no ser proporcionada por las estaciones meteorológicas nacionales, puede conseguirse a partir de los registros de medida de torres meteorológicas pertenecientes a otros organismos o instituciones. La aplicación de la teoría de semejanza de Monin-Obukhov permite obtener los flujos de la capa superficial por un proceso iterativo convergente. Respecto del método del balance de energía, el cálculo de los flujos de calor se realiza mediante la parametrización de los términos desconocidos de la ecuación de dicho balance.

Existen diferentes esquemas tanto para resolver el método del balance de energía como para el método de los perfiles. La elección del procedimiento más adecuado, para su adaptación al modelo CALMET se realizó después de analizar cuatro esquemas diferentes para el balance de energía y dos relativos al método de los perfiles, en relación a la capacidad de cada uno para la determinación de los flujos superficiales (Holstlag y Van Ulden, 1983; Weil y Brower, 1983; Berkovicz y Prahm, 1982; Briggs, 1982). Los resultados confirmaron que el método del balance de energía era superior debido a la sensibilidad del método de los perfiles a los errores en la medida de la diferencia de temperatura entre los dos niveles. Sin embargo, como se anotaba anteriormente, esta conclusión no podía aplicarse para la capa límite marina, para la

cual, el método de los perfiles basado en la diferencia de temperatura aire-mar era más apropiado y exacto. La comparación entre los distintos esquemas para el método del balance de energía ofreció resultados similares (Hanna et al., 1986).

El modelo CALMET ha sido sometido a varios procesos de evaluación y validación en diferentes escenarios meteorológicos (Allwine et al., 1998; Battaglia C., 1999). Aunque los resultados de la validación son favorables a la recomendación de la utilización de este modelo, la EPA aconseja seguir realizando ejercicios de validación a partir de la comparación de sus resultados con datos experimentales en diferentes escenarios meteorológicos y topográficos.

4.3 CONFIGURACIÓN DE LOS DATOS DE ENTRADA

En esta memoria, el dominio en el que se realizaron las simulaciones con el modelo CALMET corresponde a un contorno cuyo área es de $320 \times 325 \text{ km}^2$, y que se encuentra centrada en la península Ibérica, comprendiendo el Sistema Central en su parte más septentrional y los Montes de Toledo en la zona meridional. Entre ambos sistemas montañosos, se encuentra el cauce del río Tajo nutrido por los afluentes que cruzan el valle en la dirección norte-sur. La ciudad de Madrid, situada en la ladera sur de la Sierra de Guadarrama, es el núcleo urbano más importante del dominio considerado, que viene representado en la figura 4.1 sobre el perfil de la península Ibérica.

La resolución con la que se han realizado las simulaciones en este dominio ha sido de $5 \times 5 \text{ km}^2$, de forma que el número de celdas en la dirección E-O ha sido de 64 y en la dirección N-S de 65. Las coordenadas de la esquina SW son (289.5, 4337.0) y las de la esquina NE son (609.5, 4662.0) ambas en kilómetros UTM. La resolución vertical del modelo quedó establecida en 5 niveles a 0, 20, 180, 820, 1580, 3420 m por encima del nivel del suelo. Las simulaciones han sido realizadas para 72 horas, es decir, para los 3 días de duración de las campañas de medida descritas en el capítulo anterior, excepto en el Tipo V en el que se realizó la simulación del episodio completo para los 6 días (144 horas). Los días simulados vienen recogidos en la tabla 4.1.

<i>TIPO</i>	<i>AÑO</i>	<i>MES</i>	<i>DIAS SIMULADOS</i>
I 92		Octubre	27,28,29
II 92		Julio	14,15,16
III	92	Febrero	26, 27, 28
IV 91		Diciembre	11,12,13
V 92		Noviembre	20,21,22,23,24,25

Tabla 4.1. Días de las simulaciones para el dominio mesoescalar.

A continuación se realiza una descripción de la información que alimenta al modelo, la cual está formada por datos geofísicos, meteorológicos y observaciones sobre el agua en caso de existir en el dominio.

4.3.1 Datos geofísicos

Los datos geofísicos que requiere el modelo son, por un lado, la elevación del terreno o mapa topográfico, obtenida a partir de los datos proporcionados por el Centro Nacional de Información Geográfica (CNIG) perteneciente al Instituto Geográfico Nacional, a partir de un modelo digital del terreno.

Por otra parte, el modelo requiere información de las categorías de los usos de suelo, los cuales han sido obtenidos sobre la base de datos CORINE (*Coordination of the collection of information on the state of the environment*), reelaborada para una resolución de 5x5 km² del territorio español por un grupo de investigación perteneciente al CIEMAT (Rivero et al, 1996). La información original (300 ficheros a escala 1:100.000) fue suministrada por el Instituto Geográfico Nacional, como resultado del proyecto "Ocupación del suelo del programa CORINE: definiciones de la clasificación española". La adecuación de los usos de suelo nacionales a los requeridos por el modelo CALMET fue realizada a partir del cruce de información entre ambas clasificaciones, separando o agrupando categorías según correspondiera a cada situación.

La información geofísica se completa con información adicional asociada a dichos usos, como son el parámetro de rugosidad (z_0), el albedo terrestre (A), la razón de

Bowen (B), la constante del flujo terrestre (C_g) y el índice de área foliar (I_d). Todos estos parámetros vienen determinados en función de los usos de suelo tal y como resume la tabla 4.2.

Uso	Descripción	$z_0(m)$	A	B	$C_g(W/m^2)$	I_d
100	Suelo urbano	1.0	0.30	1.5	0.25	0.2
200	Tierra agrícola de secano	0.25	0.15	1.0	0.15	3.0
-200	Tierra agrícola de regadío	0.25	0.15	0.5	0.15	3.0
300	Pastizal	0.05	0.25	1.0	0.15	0.5
400	Bosque	1.0	0.10	1.0	0.15	7.0
500	Agua	0.001	0.10	0.0	1.0	0.0
600	Zona húmeda	1.0	0.10	0.5	0.25	2.0
700	Zona árida	0.002	0.30	1.0	0.15	0.05
800	Vegetación escasa	0.20	0.30	0.5	0.15	0.0
900	Nieves perpetuas o hielo	0.20	0.70	0.5	0.15	0.0

Tabla 4.2. Datos asociados a los usos de suelo del modelo (Scire et al., 1990).

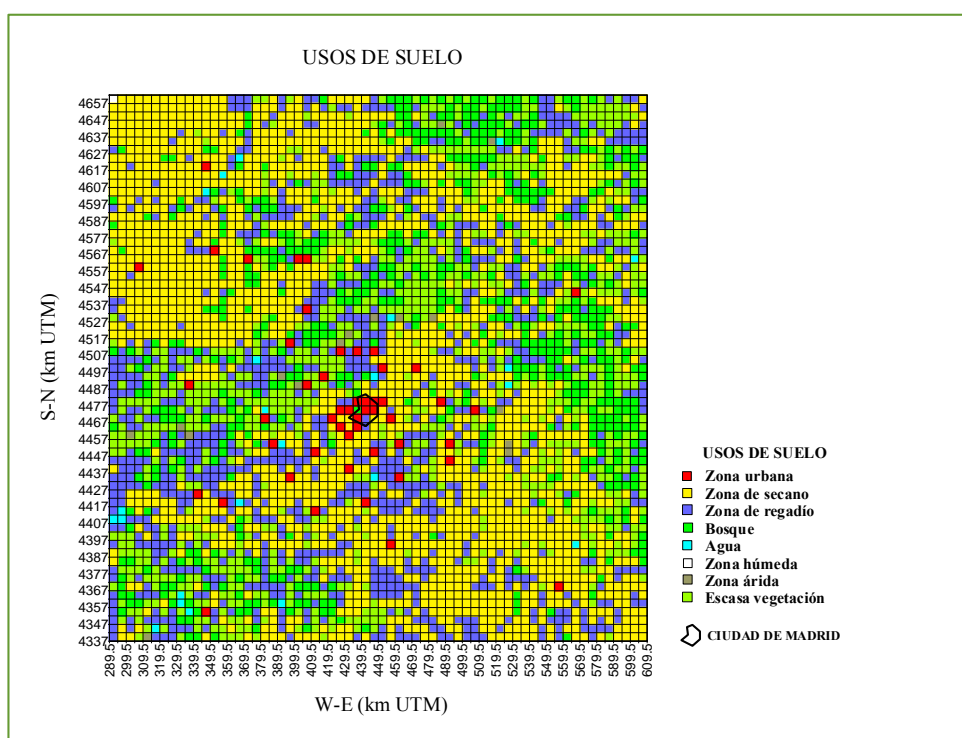


Fig. 4.2. Usos de suelo del dominio mesoescalar.

Los valores por defecto que recoge la tabla anterior pueden ser modificados en el caso de disponer de información diferente o más precisa de cualquiera de ellos. La figura 4.2 muestra los usos de suelo del dominio en el que se han realizado las simulaciones.

4.3.2 Datos meteorológicos

La información meteorológica con la que se alimenta al modelo es de dos tipos: datos en su superficie y datos en altura. Respecto de los primeros, el modelo requiere valores horarios de la velocidad y dirección del viento, temperatura, cubierta nubosa, altura de nubes bajas, presión atmosférica y humedad relativa. Los datos en altura vienen dados por los perfiles verticales de velocidad y dirección de viento, temperatura del aire y presión atmosférica. Opcionalmente, el modelo puede necesitar observaciones sobre el agua cuando el dominio incluya masas acuosas, en concreto, el modelo CALMET procesa datos de diferencia de temperatura aire-mar, temperatura del aire, humedad relativa y altura de la capa de mezcla sobre el agua. También son opcionales, las observaciones horarias del ritmo y tipo de precipitación.

La figura 4.3 muestra, sobre el dominio del modelo, las estaciones sinópticas pertenecientes al INM que han sido utilizadas para completar los datos meteorológicos, cuyas coordenadas vienen recogidas en la tabla 4.3.

La estación de Barajas, además de estación sinóptica, también proporciona información en altura a través de los radiosondeos realizados diariamente a las 00 y 12 UTC. El tratamiento de los datos sinópticos en la clave SYNOP y los sondeos meteorológicos en formato TEMP proporcionados por el INM para su adecuación al formato de lectura que exige el modelo, se llevó a cabo a partir de la elaboración de diversos programas en lenguaje FORTRAN realizados por el Grupo de Modelización de la Contaminación Atmosférica del CIEMAT. La elaboración de tales programas permitieron decodificar la información proporcionada por el INM, tarea especialmente delicada cuando el cifrado no se ajustaba a los criterios establecidos por acuerdo internacional. Es necesario hacer notar que las simulaciones realizadas demostraron la sensibilidad del modelo a los datos de entrada, fundamentalmente respecto de los

valores que correspondían a los perfiles verticales de temperatura de la estación de radiosondeos considerada en el dominio.

<i>Num</i>	<i>Indicativo</i>	<i>Nombre</i>	<i>Latitud</i>	<i>Longitud</i>	<i>Altitud (m)</i>
1	08140	Valladolid-Villanubla	41° 43' N	4° 51' W	854
2	08141	Valladolid-Observatorio	41° 39' N	4° 46' W	735
3	08148	Soria-Observatorio	41° 46' N	2° 28' W	1083
4	08202	Salamanca-Matacán	40° 57' N	5° 30' W	795
5	08210	Avila-Observatorio	40° 39' N	4° 42' W	1143
6	08213	Segovia-Observatorio	40° 57' N	4° 07' W	1015
7	08215	Madrid_Navacerrada	40° 47' N	4° 01' W	1888
8	08220	Madrid-C. Universitaria	40° 27' N	3° 43' W	669
9	08221	Madrid-Barajas	40° 27' N	3° 33' W	582
10	08223	Madrid-Cuatrovientos	40° 23' N	3° 47' W	687
11	08224	Getafe-Base aérea	40° 18' N	3° 43' W	617
12	08226	Guadalajara-El serranillo	40° 40' N	3° 10' W	640
13	08231	Cuenca	40° 04' N	2° 08' W	956
14	08232	Molina de Aragón	40° 51' N	1° 53' W	1063
15	08272	Toledo-Lorenzana	39° 53' N	4° 03' W	516

Tabla 4.3. Estaciones sinópticas del dominio mesoescalar.

Con objeto de minimizar los errores asociados a dichos datos de entrada, la información en altura que alimentó al modelo fue completada con radiosondeos realizados en Villanueva de la Cañada, los cuales fueron reestructurados para cumplir con el formato de lectura que exigía el modelo CALMET. Uno de los errores más frecuentes que se observaron en la ejecución del modelo, como consecuencia de la inadecuada definición de la estructura vertical atmosférica que venía dada por los sondeos de temperatura del INM, venía reflejado en los gradientes de temperatura en la cima de la capa de mezcla que alcanzaban valores carentes de todo sentido físico. El descubrimiento de estos errores, obligó a analizar y depurar los sondeos proporcionados por el INM comparando los perfiles con los realizados en Villanueva de la Cañada.

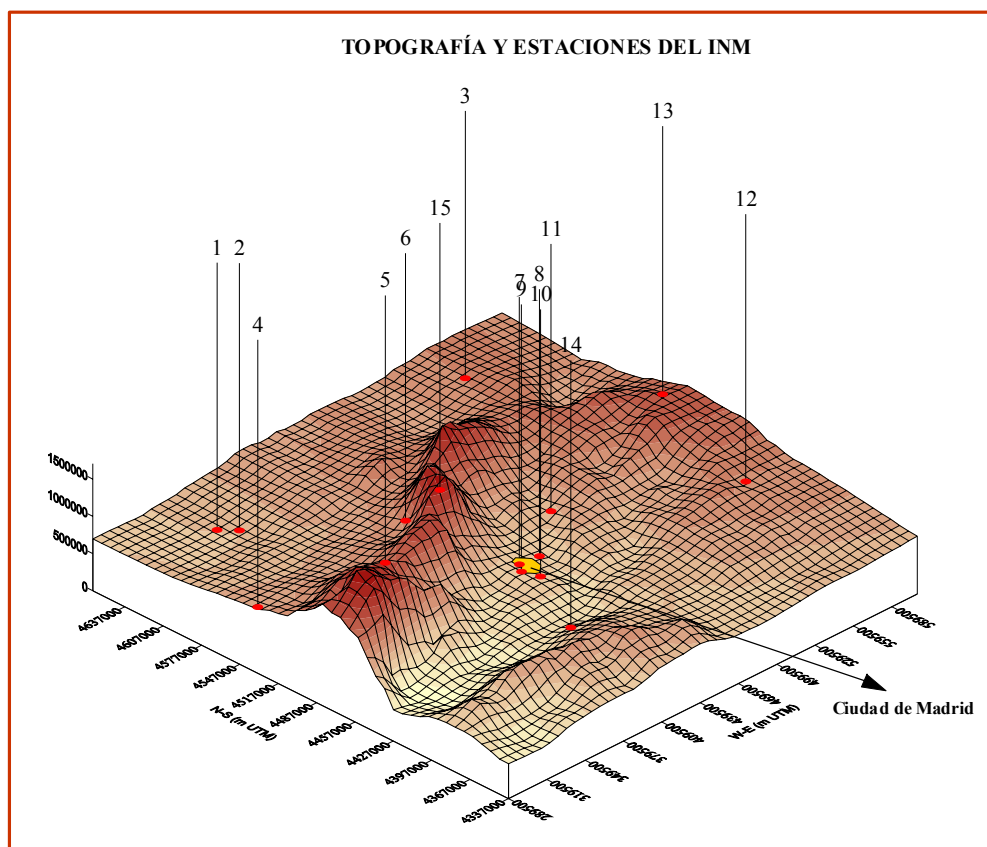


Fig. 4.3. Ubicación de las estaciones del INM en el dominio del modelo.

4.4 PARAMETRIZACIÓN DEL FLUJO DE CALOR SENSIBLE EN EL MODELO CALMET

El modelo CALMET utiliza una parametrización de la capa límite basada en el cálculo del flujo de calor sensible, a partir de la ecuación del balance de energía (Holtslag y Van Ulden, 1983). Dicha ecuación puede escribirse de la siguiente manera:

$$Q_* + Q_f = Q_h + Q_e + Q_g \quad (4.1)$$

En la expresión anterior, Q_* representa la radiación neta, Q_f es el flujo de calor antropogénico o asociado a actividades humanas, Q_h es el flujo de calor sensible, Q_e es el flujo de calor latente y Q_g es el término asociado al flujo de calor acumulado en el suelo. La relación entre el flujo de calor sensible y el flujo de calor latente viene definida por la razón de Bowen:

$$B = \frac{Q_h}{Q_e} \quad (4.2)$$

El significado de la razón de Bowen es el de representar el grado de turbulencia convectiva en función de la relación entre la porción de energía repartida entre el flujo de calor sensible y el flujo de calor latente. El valor que toma este parámetro depende de los usos de suelo, y es introducido en el modelo a partir de los datos recogidos en la tabla 4.2. Los valores típicos de la razón de Bowen varían entre 0.1 sobre el agua hasta 10 en zonas desérticas. Durante el verano, en California y en algunas zonas de Australia, se pueden dar valores entre 5 y 10 (Scire et al., 1990; 1999).

Respecto del flujo de calor en el suelo o en los materiales de construcción, Q_g , la parametrización de este término se realiza en términos de la radiación neta (Oke, 1978; Holtstag y Van Ulden, 1983) a partir de la siguiente expresión:

$$Q_g = C_g Q_* \quad (4.3)$$

siendo C_g la constante del flujo terrestre que depende de las propiedades del terreno. Los valores recomendados para esta constante varían entre los 0.05-0.25 de zonas rurales y los 0.25-0.30 para las áreas urbanas (Oke, 1982), superiores a los rurales debido a la conductividad térmica y capacidad calorífica de los materiales urbanos. Holtstag y Van Ulden (1983) recomiendan un valor de 0.1 para superficies herbáceas.

El flujo de calor antropogénico, Q_f , es función de la densidad de población de cada área en concreto. Oke (1978) recoge unas estimaciones sobre los valores promedio anuales y estacionales de este parámetro en diferentes ciudades. Según este autor, un análisis de escala de los términos de la ecuación del balance de energía, conduce a considerar que el error que se cometería al despreciar este parámetro no sería excesivamente elevado en la mayoría de las aplicaciones de dicha ecuación.

Por otro lado, la radiación neta, Q_* , puede expresarse como la suma de la radiación de onda corta y larga (Holtstag y Van Ulden, 1983; Lansberg, 1981) de la siguiente manera:

$$Q_* = Q_{sw}(1 - A) + Q_{w-d} - Q_{w-u} \quad (4.4)$$

donde Q_{sw} es la radiación de onda corta incidente formada por la suma de la radiación solar directa, Q_{sw-s} , y la radiación difusa, Q_{sw-d} . El parámetro A representa el albedo de la superficie y los dos últimos términos, Q_{w-d} y Q_{w-u} , son la radiación de onda larga incidente de la atmósfera y la radiación de onda larga emitida por la superficie terrestre.

El resultado de la estimación de la radiación neta mediante el procedimiento de Holtslag y Van Ulden (1983), se resume en la siguiente expresión:

$$Q_* = \frac{(1 - A)Q_{sw} + c_1T^6 - \sigma T^4 + c_2N}{1 + c_3} \quad (4.5)$$

donde el valor de la radiación de onda corta incidente se obtiene a partir de:

$$Q_{sw} = (a_1 \sin \phi + a_2)(1 + b_1 N^{b_2}) \quad (4.6)$$

siendo T la temperatura del aire, σ la constante de Stefan-Boltzmann, N es la fracción de cielo cubierto y ϕ es el ángulo de elevación solar.

<i>Constante</i>	<i>Valor</i>
c_1	$5.31 \times 10^{-13} \text{ W/m}^2/\text{K}^6$
c_2	60 W/m^2
c_3	0.12
a_1	990 W/m^2
a_2	-30 W/m^2
b_1	-0.75 W/m^2
b_2	3.4

Tabla 4.4. Constantes de la radiación neta (Holtslag y Van Ulden, 1983).

La expresión (4.6), por tanto, representa la parametrización de la radiación incidente modulada por la presencia de una cubierta nubosa, representada por el valor de N o fracción de cielo cubierto. Los valores de las constantes empíricas, $c_1, c_2, c_3, a_1, a_2, b_1$ y b_2 vienen resumidas en la tabla 4.4 (Holtslag y Van Ulden, 1983) y el ángulo de elevación solar se obtiene a partir de las expresiones de Scire et al. (1984).

A partir de la expresión del balance de energía y teniendo en cuenta la definición de la razón de Bowen que viene dada por la ecuación (4.2), se llega a la siguiente expresión:

$$Q_h \approx \frac{B(1 - C_g)}{1 + B} Q_* \quad (4.7)$$

Una vez que se ha obtenido el valor del flujo de calor sensible, la longitud de Monin-Obukhov se calcula a partir de la velocidad de fricción, tal y como se vio recogido en las expresiones del capítulo 2 de esta memoria, siguiendo un proceso iterativo. El primer paso, consiste en obtener la velocidad de fricción a partir de la ecuación (2.35) para condiciones de neutralidad ($L = \infty$). Este valor de partida es utilizado en la ecuación (2.23) para la estimación de la longitud de Monin-Obukhov. De esta forma, el procedimiento se repite hasta que se obtiene una solución convergente. Holtslag y Van Ulden (1983) consideran que normalmente un número de 3 iteraciones es suficiente para conseguir que dicha solución converja.

Para el caso de que las condiciones sean estables, el cálculo del flujo de calor sensible se realiza a partir de la expresión (2.24) de la teoría de semejanza, en donde la velocidad de fricción se obtiene a partir de la expresión siguiente (Venkatram, 1980a; Weil y Brower, 1983):

$$u_* = \frac{C_{dn} u}{2} (1 + C^{1/2}) \quad (4.8)$$

siendo C_{dn} el coeficiente de arrastre que puede obtenerse a partir de la ecuación:

$$C_{dn} = k / \ln(z/z_0) \quad (4.9)$$

y el valor de C se parametriza de la siguiente manera:

$$C = 1 - \frac{4u_0^2}{C_{dn}u^2} \quad (4.10)$$

En la expresión anterior, el valor de u_0 , a su vez, se expresa a partir de la temperatura de escala, θ_* , según la fórmula:

$$u_0^2 = \frac{\gamma z g \theta_*}{T} \quad (4.10)$$

siendo γ una constante que toma el valor aproximado de 4.7 y z es la altura en la que se ha tomado la medida de la velocidad del viento u (normalmente a 10 m).

Respecto de la temperatura de escala, θ_* , su determinación se realiza a partir del valor mínimo estimado entre dos valores:

$$\theta_* = \min[\theta_{*1}, \theta_{*2}] \quad (4.11)$$

siendo la estimación del primer valor, la propuesta por Holtslag y Van Ulden (1982) a partir de la siguiente expresión:

$$\theta_{*1} = 0.09(1 - 0.5N^2) \quad (4.12)$$

y la expresión para el segundo valor:

$$\theta_{*2} = \frac{TC_{dn}u^2}{4\gamma z g} \quad (4.13)$$

Conocido el valor del flujo de calor sensible, la longitud de Monin-Obukhov se determina a partir de la ecuación (2.23).

4.5 PARAMETRIZACIÓN DE LA ALTURA DE LA CAPA LÍMITE SOBRE TIERRA

La altura de la capa de mezcla convectiva se determina en el modelo a partir del conocimiento de los valores horarios del flujo de calor sensible, de forma que se realiza una estimación del espesor de mezcla en el instante $t + dt$ a partir del valor previo en el instante t , mediante la expresión matemática siguiente:

$$h_{t+dt} = \left[h_t^2 + \frac{2Q_h(1+E)dt}{\varphi_1 \rho C_p} - \frac{2d\theta_t h_t}{\varphi_1} \right]^{1/2} + \frac{d\theta_{t+dt}}{\varphi_1} \quad (4.14)$$

donde φ_1 es el gradiente de temperatura potencial encima de la capa de mezcla h_t , E es una constante aproximadamente igual a 0.15 y $d\theta$ es la diferencia de temperatura en la cima de la capa de mezcla en grados Kelvin. El valor de $d\theta_{t+dt}$ se determina en el modelo a partir de la siguiente expresión:

$$d\theta_{t+dt} = \left[\frac{2\varphi_1 E Q_h dt}{\rho C_p} \right]^{1/2} \quad (4.15)$$

Una vez conocida la capa de mezcla convectiva, el modelo determina la velocidad de escala a partir de la ecuación (2.43) del capítulo 2 de esta memoria.

Para condiciones mecánicas, la altura de la capa límite se determina mediante la expresión (2.49) de dicho capítulo (Venkatram, 1980b) y que venía dada por la siguiente fórmula:

$$h = \frac{B u_*}{[f N_B]^{1/2}} \quad (4.16)$$

siendo f el parámetro de Coriolis aproximadamente igual a 10^{-4} s^{-1} en nuestras latitudes, B es una constante aproximadamente igual a $2^{1/2}$ y N_B es la frecuencia de Brunt-Väisälä de la capa superior estable.

La expresión (4.14) puede deducirse a partir de la formulación del esquema de Tennekes (1973), en el que se consideraba que todo el calor suministrado desde la superficie y el que penetra por la cima de la capa sería repartido de forma inmediata y uniformemente en toda la capa de mezcla.

Esta parametrización considera que la distribución vertical del flujo de calor sensible y la distribución vertical de la temperatura potencial vienen dadas tal y como se muestra en la figura 4.4, en la que se ha simplificado el incremento de temperatura potencial en la inversión que delimita la altura de la capa de mezcla, mediante un salto horizontal de temperatura. Este esquema parte de la suposición de que la convección es seca, es decir, no considera la presencia de vapor de agua, aunque permite la inclusión de este factor considerando la temperatura virtual en los términos en los que aparece la temperatura del aire.

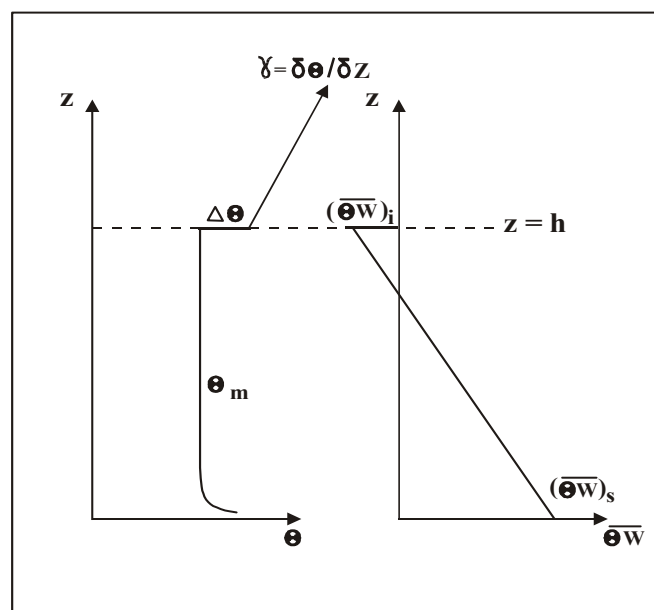


Fig.4.4. Distribución vertical de la temperatura potencial y del flujo de calor sensible (Tennekes, 1973).

El perfil vertical del flujo de calor sensible permite distinguir la zona de entrada de aire cálido, en la que dicho flujo es negativo. En esta figura, θ_m es la temperatura potencial promedio de la capa de mezcla, $(\overline{\theta'w'})_i$ es el flujo de calor sensible en la cima

de la capa y $(\overline{\theta' w'})_s$ es el flujo de calor sensible en la superficie y, por último, γ es el gradiente térmico vertical por encima de la inversión de temperatura.

Despreciando los términos radiativos, la subsidencia, el calor latente y los flujos turbulentos en la dirección horizontal en la ecuación de conservación del calor (2.5), se tendría que:

$$\frac{d\bar{\theta}}{dt} = -\frac{\partial(\overline{\theta' w'})}{\partial z} \quad (4.17)$$

Si se integra esta expresión considerando que $\theta_m = \frac{1}{h_0} \int \theta dz$ representa la temperatura promedio de la capa de mezcla, se llegaría a la siguiente ecuación:

$$\frac{d\theta_m}{dt} = \frac{(\overline{\theta' w'})_s - (\overline{\theta' w'})_i}{h} \quad (4.18)$$

Por otra parte, la inversión de temperatura en la cima de la capa de mezcla ($\Delta\theta$) decrece a consecuencia del incremento de temperatura en dicha capa ($d\theta_m/dt$) y aumenta a consecuencia de la entrada de aire dentro de la inversión ($\gamma dh/dt$) de forma que se llegaría a:

$$\frac{d\Delta\theta}{dt} = \gamma \frac{dh}{dt} - \frac{d\theta_m}{dt} \quad (4.19)$$

Si se considera, además, que el flujo de calor descendente en la base de la inversión $[-C_p \rho (\overline{\theta' w'})_i]$ por unidad de área es igual a la entalpía perdida $[C_p \rho \Delta\theta dh/dt]$, e igualando estas energías se tendría que:

$$-(\overline{\theta' w'})_i = \Delta\theta \frac{dh}{dt} \quad (4.20)$$

Operando en las expresiones (4.17-20) e integrando, se llega finalmente a:

$$h\Delta\theta - (h\Delta\theta)_0 = \frac{\gamma}{2}(h^2 - h_0^2) - \int_{t_0}^{t=t} (\overline{\theta' w'})_s dt \quad (4.21)$$

de cuya solución positiva se obtiene la ecuación (4.14) a partir de la parametrización de Carson (1973) modificada por Maul (1980). Dicha expresión es utilizada por el modelo CALMET para evaluar el comportamiento temporal de la capa límite convectiva.

Con este modelo, el espesor diurno de la capa de mezcla se determina mediante la comparación entre el valor convectivo de la ecuación (4.14) y el mecánico de la expresión (4.16), seleccionándose el máximo entre los dos como representativo de la altura de la capa de mezcla.

Cuando las condiciones son estables (por ejemplo, durante la noche) y la turbulencia mecánica determina la extensión vertical de la dispersión, la estimación del espesor de la capa límite se realiza a partir de la expresión (2.53) del capítulo 2 de esta memoria (Zilitinkevich, 1972):

$$h = 0.4 \sqrt{\frac{u_* L}{f}} \quad (4.22)$$

y también a partir de la ecuación (2.56) de Venkatram (1980a):

$$h = 2400 (u_*)^{3/2} \quad (4.23)$$

El modelo determina la capa límite estable sobre tierra como el valor mínimo entre el valor resultante de aplicar las expresiones (4.22) y (4.23).

El modelo CALMET utiliza un esquema de promediado que, por un lado, evita que los estratos de capa de mezcla determinados de forma independiente (convectiva, mecánica y estable) provoquen una variación excesiva entre los resultados de celda a celda en el dominio, y por otra parte, permite considerar la influencia de los efectos advectivos en los estratos de mezcla, que en las parametrizaciones anteriores no eran considerados (Wehler, 1990; Tesche et al., 1988; Steyn y Oke, 1980). El procedimiento utilizado por CALMET está basado en la metodología de retro trayectorias. Para una celda en una posición concreta del dominio (i, j) , la celda que podría impactar más directamente en ella durante un paso de tiempo, se calcula

como $(i_u = i - u dt, j_u = j - v dt)$ donde (u, v) son las componentes del viento en la celda (i, j) . El modelo considera un cono imaginario cuyo vértice se sitúa en (i, j) con un ángulo de apertura seleccionado por el propio usuario, de forma que el punto de la malla (i_u, j_u) se encuentra en el centro de la base de dicho cono triangular. Para cada centro de celda (i_k, j_k) que se encuentre dentro o en los límites de la región triangular, el modelo calcula las distancias d_u en la dirección del viento y d_c en dirección perpendicular al mismo, en unidades de número de celdas y obtiene el factor de ponderación siguiente:

$$w_k = \frac{1}{d_u^2 + (1 + d_c)^2} \quad (4.24)$$

de forma que finalmente calcula los valores normalizados, de la siguiente manera:

$$w'_k = \frac{w_k}{\sum_n w_n} \quad (4.25)$$

donde el sumatorio de n se extiende para todos los puntos de la malla que caen dentro de los límites de la región triangular. Para las celdas en las que $d_u < 0$, la variable d_u de la ecuación (4.24) se reemplaza por $d_u = \varepsilon - du$, donde ε es la altura del triángulo desde su base (i_u, j_u) hasta su vértice (i, j) . Esto asegura que dichas celdas, en lugar de recibir una ponderación pequeña, mantengan la simetría adecuada cuando la velocidad (y ε) tienden hacia cero. Por otra parte, el modelo también aplica la expresión (4.24) para una caja cuadrada de amplitud definida por el usuario y centrada en la celda (i, j) , con el propósito de favorecer el promedio entre las celdas incluso cuando el viento medio advectivo disminuye hasta valores próximos al cero. Un valor razonablemente adecuado de la amplitud de la caja podría ser del orden de $\sigma_v dt/dx$, que suele ser aproximadamente igual a la unidad para la mayoría de las aplicaciones mesoescalares.

Los coeficientes w'_i normalizados mediante la ecuación (4.25) para todos los puntos que se encuentren en la región triangular o en la caja definida anteriormente, son aplicados a los campos resultantes de altura de la capa de mezcla (convectiva y

mecánica), obteniendo finalmente los valores equivalentes suavizados. La aplicación de la expresión (4.14) respecto de los valores convectivos, h_t , obtenidos por este procedimiento de suavizado espacial, permite obtener el valor de la capa de mezcla de la siguiente hora, h_{t+dt} , con un efecto acumulativo comparable con el que se produce en el cálculo de los procesos de retrotrayectorias.

4.6 PARAMETRIZACIÓN DE LA ALTURA DE LA CAPA LÍMITE SOBRE SUPERFICIES ACUOSAS

Para las superficies acuosas del dominio, la determinación del espesor de capa límite se realiza a partir de un procedimiento diferente, como consecuencia de la ausencia de intensos flujos de calor sensible sobre dichas superficies.

El modelo CALMET utiliza la técnica de los perfiles para calcular los parámetros de la capa límite marina a partir de la velocidad del viento y la diferencia de temperatura entre el aire y el mar. La sensibilidad del método a la medida de la diferencia de temperatura es relativamente elevada por lo que es recomendable utilizar este procedimiento con cierta precaución en áreas en las que no se disponga de datos fiables.

Entre los parámetros de capa límite determinados por el modelo se encuentran, el coeficiente de arrastre, la velocidad de fricción, la longitud de Monin-Obukhov, el parámetro de rugosidad y finalmente, el espesor de la capa límite sobre la superficie acuosa.

Los valores del coeficiente de arrastre sobre el agua, C_{um} , se obtienen a partir de la velocidad del viento, u , medida a 10 m del suelo (Garrat, 1977):

$$C_{um} = (0.75 + 0.067u)10^{-3} \quad (4.26)$$

y la velocidad de fricción se determina a partir de la definición del coeficiente de arrastre:

$$u_* = uC_{um}^{1/2} \quad (4.27)$$

Debido a la importancia del flujo de calor latente sobre superficies acuosas, los datos de temperatura potencial virtual se utilizan, en este caso, para la determinación de la longitud de Monin-Obukhov (Hanna et al., 1985):

$$L = \frac{\theta_v C_{in}^{3/2} u^2}{E_2 (\theta_v - \theta_{vs})} \quad (4.28)$$

donde $\theta_v - \theta_{vs}$ es la diferencia de temperatura del aire y del agua, y E_2 es una constante igual a 5.096×10^{-3} .

Debido a que el efecto del viento modifica las características de rugosidad de la superficie marina, el modelo CALMET utiliza una relación entre el parámetro de rugosidad y la velocidad del viento a partir de los resultados de Hosker (1974), basados en las investigaciones de Kitaigorodskii (1973):

$$z_0 = 2.0 \times 10^{-6} u^{2.5} \quad (4.29)$$

Por último, el espesor de la capa límite sobre el agua puede especificarse en el modelo, bien a partir de unos datos por defecto establecidos, o bien mediante cálculos internos a partir de la relación de escala barotrópica que relaciona el espesor de este estrato con la velocidad de fricción y el parámetro de Coriolis (Blackadar y Tennekes, 1968) utilizando la expresión (2.48) del capítulo 2 de esta memoria:

$$h_{agua} = \frac{Cu_*}{f} \quad (4.30)$$

donde el valor que se recomienda de la constante C , en este caso, es de 0.16, en lugar de los valores recogidos en la tabla 2.4 de dicho capítulo. La utilización de este valor se fundamenta en las investigaciones llevadas a cabo por Panofsky y Dutton (1984) y Holtslag y Van Westrhenen (1991).

4.7 RESULTADOS DEL MODELO: COMPARACIÓN CON LOS DATOS EXPERIMENTALES

Las simulaciones realizadas con el modelo CALMET fueron diseñadas para cubrir un periodo temporal coincidente con el estudiado experimentalmente en el capítulo anterior. Se han seleccionado 3 días de cada escenario meteorológico, de forma que se han simulado 72 horas y los resultados han sido comparados con los datos experimentales. Los resultados han sido promediados para obtener los valores horarios de altura de la capa de mezcla de un día representativo de las situaciones meteorológicas consideradas. Con objeto de comparar los resultados del modelo con los datos experimentales obtenidos en las campañas de medida, se eligieron cuatro celdas de 5x5 km² colindantes con Villanueva de la Cañada, y se realizó un promediado espacial de los resultados obtenidos en dichas celdas. Así mismo, los resultados del modelo han sido analizados en todo el dominio de simulación y se han realizado cortes meridianos (norte-sur) por la celda coincidente con Villanueva de la Cañada, para el estudio del periodo de crecimiento. Debido a la inexistencia de medidas experimentales durante las horas nocturnas, la discusión de los resultados obtenidos en este apartado se ceñirá al periodo comprendido entre la salida y la puesta del sol. Un interesante estudio sobre la estimación del espesor de capa límite nocturno utilizando el modelo CALMET puede consultarse en Lena y Desiato (1999).

4.7.1 Simulaciones de la evolución de la capa de mezcla del Tipo I

La simulación representada por el del Tipo I comprendió los días 27, 28 y 29 de octubre de 1992, estando la península Ibérica afectada por la presencia de una depresión en las Islas Británicas. Los procesos asociados a precipitaciones y/o la presencia de cubierta nubosa en la determinación de la evolución de la capa límite en esta situación o en otras de similares características (como la del Tipo IV), se consideraron a partir de la inclusión de un fichero de datos de precipitación horaria, que es tenido en cuenta en los cálculos de los flujos radiativos y en los datos de radiación neta. De esta forma, el flujo de calor sensible, y por tanto el espesor de mezcla, fueron considerablemente inferiores respecto de los obtenidos en condiciones en las que los aspectos convectivos dominaron la dinámica de las capas bajas del aire.

Dado que las diferencias entre los días simulados no eran excesivamente grandes, se presentan los resultados de uno de los días de simulación del escenario meteorológico considerado para 2 horas distintas (9 y 14 UTC). La elección de estas horas se ha realizado teniendo en cuenta la diferente escala temporal de la evolución diurna de la capa de mezcla de todos los escenarios meteorológicos, de forma que pudieran ser representativos de los primeros valores de la mañana y los cercanos al máximo al rededor del mediodía, y pudieran compararse en todos los casos considerados. La figura 4.5 muestra estos resultados sobre la capa límite del Tipo I para el día 27 de octubre de 1992, a las 9 y 14 UTC en todo el dominio del modelo. A las 9 UTC, los estratos de mezcla de este tipo se encuentran entre los 300 y 700 m dependiendo de las zonas del dominio. Los valores más pequeños se detectan en la mitad SW y en una región menos extensa en la parte NE del área modelizada. A las 14 UTC, se observa una homogeneización de los estratos de mezcla cercanos a los 700 m en todo el dominio considerado, de forma que puede decirse que no existen, en la escala espacial, diferencias significativas del espesor de capa límite en esta situación meteorológica para este día concreto.

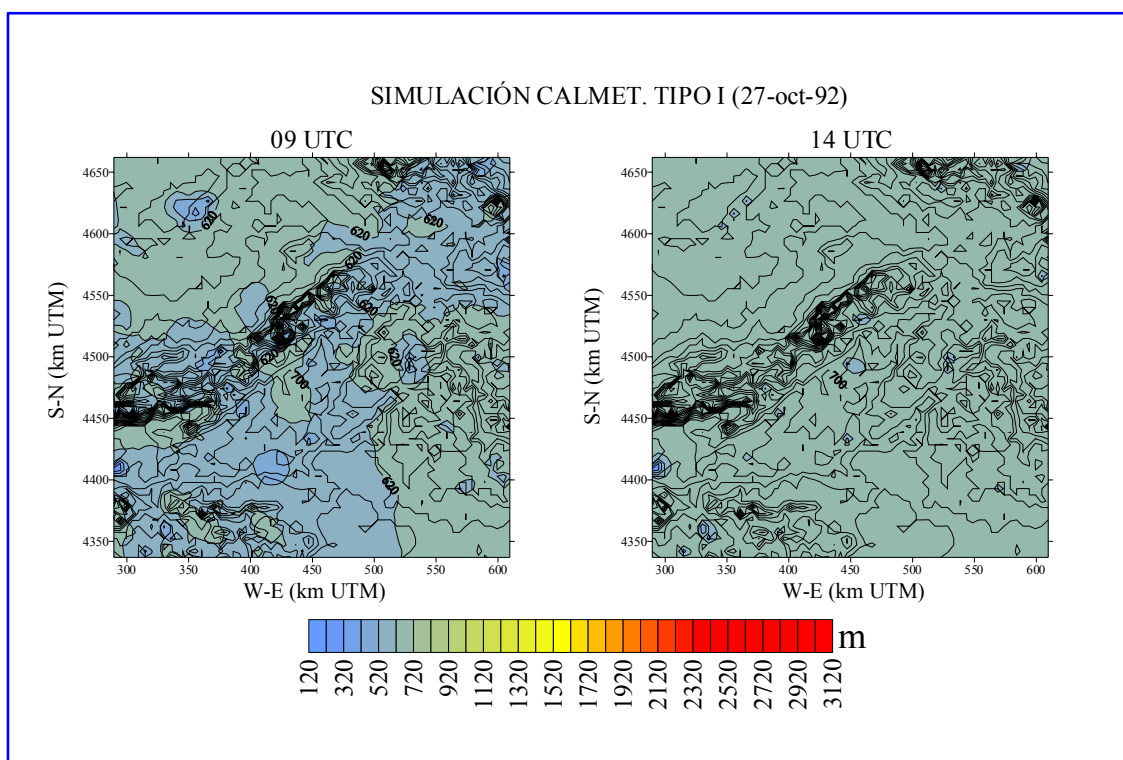


Fig. 4.5. Resultados del modelo para el Tipo I (27-oct-92).

La comparación de resultados del modelo con las medidas experimentales viene representada en la figura 4.6. Se puede comprobar una ligera sobreestimación de los valores asociados a primeras horas de la mañana comparados con los valores experimentales obtenidos de los radiosondeos. Más tarde, los valores máximos que refleja la simulación coinciden con el estrato de 700 m observado experimentalmente a las 14 UTC, valor que parece mantenerse teóricamente durante varias horas (hasta las 15 UTC), justo cuando los radiosondeos detectan el comienzo de la fase de decrecimiento. A la vista de los resultados, en líneas generales, puede decirse que la evolución de la capa de mezcla en estas condiciones parece ser reproducida aceptablemente por el modelo CALMET.

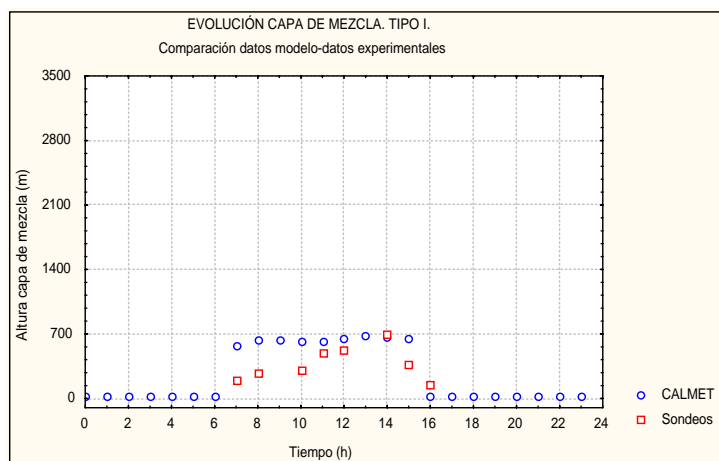


Fig. 4.6. Comparación entre los resultados del modelo y los datos experimentales del Tipo I.

La simulación realizada para el Tipo I refleja dos aspectos interesantes a destacar. Por un lado, la reproducción teórica de un periodo de crecimiento de la capa límite superior al del decrecimiento del final del día, tal y como los valores experimentales confirmaron en todas las situaciones analizadas.

Por otra parte, el decaimiento brusco de la actividad turbulenta sobre las 16 UTC, conduce a considerar el establecimiento de cierto grado de estabilidad al final de la tarde, tal y como fue detectado de forma experimental en los sondeos realizados en Villanueva de la Cañada.

las situaciones analizadas: la capacidad de penetración vertical de las células convectivas y la duración de la actividad de mezcla atmosférica.

Los resultados del modelo muestran diferencias respecto de los valores experimentales en el primero de los aspectos, ya que tal y como se muestra en la figura 4.8, los máximos alcanzados se encuentran por debajo de los datos obtenidos experimentalmente con los radiosondeos durante las cuatro primeras horas del crecimiento de la capa de mezcla. Los resultados coinciden entre las 11 y las 14 UTC, siendo los valores teóricos similares a los obtenidos de forma experimental. A partir de las 14 UTC, el modelo reproduce una zona de valle en la que el máximo alcanzado se encuentra 900 m por debajo del valor máximo de 3000 m detectado en los radiosondeos. Las diferencias se deben a que la fuerte intensidad convectiva de la capa de mezcla no está bien reproducida por el modelo, aunque es necesario destacar que el promediado espacial y temporal realizado puede disminuir el máximo teórico al considerar la existencia de nubes de desarrollo vertical que en el caso de la campaña del día 15 de julio provocaron tormentas a mediodía, lo que sin duda influye en los cálculos de la capa de mezcla convectiva obtenida por la parametrización del modelo. Así, si se analizan de forma independiente los valores teóricos del día 14 de julio, el modelo predice máximos del orden de los 2400 m, algo más cercanos, aún estando por debajo, del valor experimental asociado a esta situación.

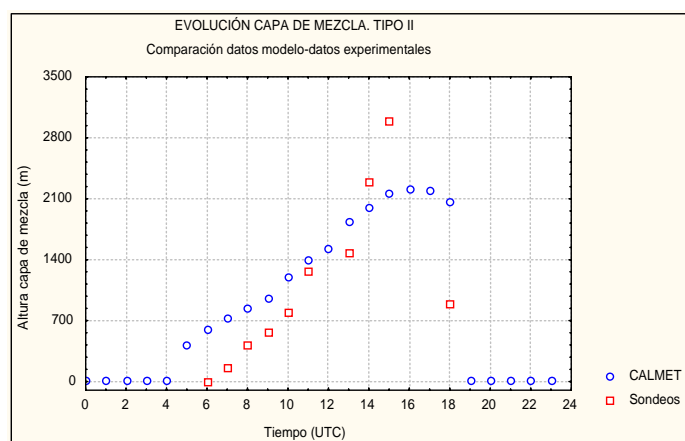


Fig. 4.8. Comparación entre los resultados del modelo y los datos experimentales del Tipo II.

El crecimiento de la capa de mezcla a primeras horas de la mañana, parece reflejar la misma característica que en el caso anterior, es decir, una sobreestimación por parte del modelo con una convergencia entre los valores teóricos y experimentales a partir de las 11 UTC. La razón de esta sobreestimación hay que buscarla en el procedimiento teórico que el modelo utiliza, en el que el comienzo de la actividad convectiva tiene como punto de partida el cambio en el signo del flujo de calor sensible (de negativo durante la noche a positivo durante las horas diurnas), de forma que el salto entre estos dos estados no reproduce acertadamente el proceso de inversión de la inversión radiativa durante las primeras horas de la mañana. En realidad, y como se verá más adelante, la suposición de que el flujo de calor sensible es constante, es decir, no experimenta cambios acusados a lo largo del día, no es del todo cierta.

Por otra parte, la parametrización del modelo, similar a la que se utiliza en los cálculos de retrotrayectorias, refleja una cierta memoria computacional entre los valores horarios consecutivos, de forma que durante las primeras horas de la mañana, los estratos de capa de mezcla están sujetos a la incertidumbre que conlleva el primer valor convectivo.

4.7.3 Simulaciones de la evolución de la capa de mezcla del Tipo III

Los campos de capa de mezcla de esta situación a las 9 UTC (Fig. 4.9), son inferiores al los de los dos casos anteriores. Las razones se deben, por un lado, a que en el Tipo I, los estratos de capa límite de primeras horas del día mantenían la influencia de la mezcla turbulenta por efectos mecánicos, lo que impidió el desarrollo de inversiones radiativas nocturnas, a diferencia del Tipo III. Este resultado parece confirmar que el método de selección del modelo entre el valor convectivo y mecánico de la capa de mezcla, está en concordancia con la sensibilidad de este parámetro con la situación meteorológica que determina su evolución y desarrollo. Por otra parte, la activación convectiva para este caso comienza antes, y es superior en el Tipo II, lo que explica que los estratos de mezcla de las 9 UTC sean superiores respecto del caso que se está analizando. A las 14 UTC, destaca una homogeneización de los valores de capa de mezcla para todo el dominio con unos valores del orden de 1200 m.

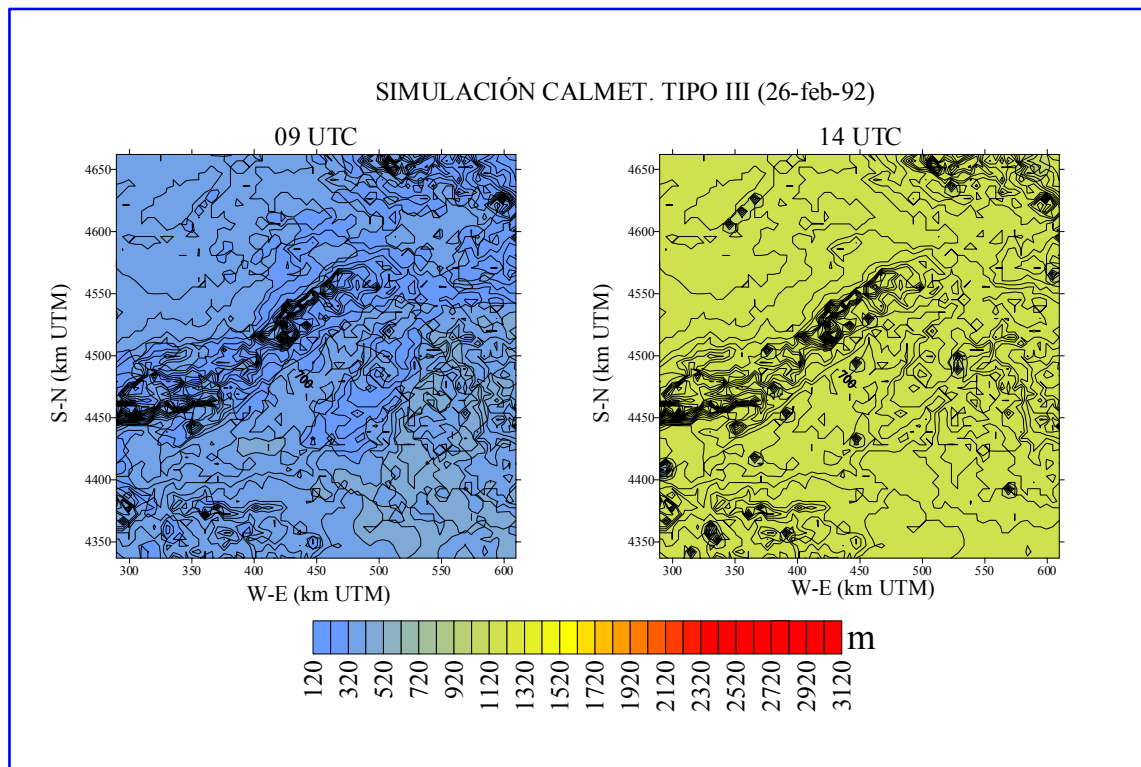


Fig. 4.9. Resultados del modelo para el Tipo III (26-feb-92).

La comparación entre los valores experimentales de la evolución de la capa de mezcla con los resultados del modelo realizados para los días 26, 27 y 28 de febrero de 1992 puede verse en la figura 4.10.

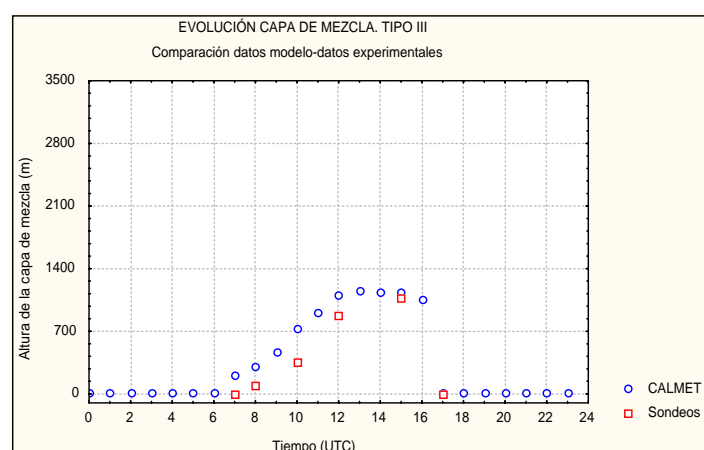


Fig. 4.10. Comparación entre los resultados del modelo y los datos experimentales del Tipo III.

Aunque los resultados son aceptables, se observa una ligera sobreestimación del modelo durante las primeras horas de la mañana, tal y como ya se ha visto reflejada en los dos casos anteriores, aunque en este caso dicha sobreestimación es considerablemente menor.

Es necesario destacar que dichas diferencias parecen ser más acusadas cuando la actividad convectiva es más intensa, como puede comprobarse al comparar los resultados de esta simulación con los de la anterior en condiciones de baja térmica. Por otra parte, el modelo reproduce el máximo alcanzado a diferencia del caso anterior, y existe una buena sincronización entre el comienzo del crecimiento y decrecimiento a lo largo del día.

Las diferencias entre los valores horarios no son excesivamente acusadas, de forma que el modelo parece reproducir acertadamente la evolución de la capa de mezcla en estas condiciones anticiclónicas.

4.7.4 Simulaciones de la evolución de la capa de mezcla del Tipo IV

Los resultados de la situación representada por el Tipo IV confirman el escaso cambio temporal que experimenta la capa límite cuando las condiciones son de carácter mecánico. Si se comparan los resultados de las 9 UTC con los de las 14 UTC recogidos en la figura 4.11, se comprueba que durante la primera hora existen extensas áreas en las que los valores son inferiores a los 200 m sobre todo en el Sistema Central y su ladera septentrional, y en la región NW y SW del dominio. En el resto del mismo, los espesores de mezcla son del orden de los 600 ó 700 m.

A las 14 UTC, se ha producido una homogeneización de los espesores de mezcla alcanzándose estos mismos estratos, sobre los 700 m, en la práctica totalidad del dominio de forma que estos valores representan los máximos alcanzados en esta situación meteorológica, cercanos a los que experimentalmente fueron detectados.

Respecto del Tipo I, las diferencias son pequeñas, tal y como se comprobó de forma experimental en el capítulo anterior.

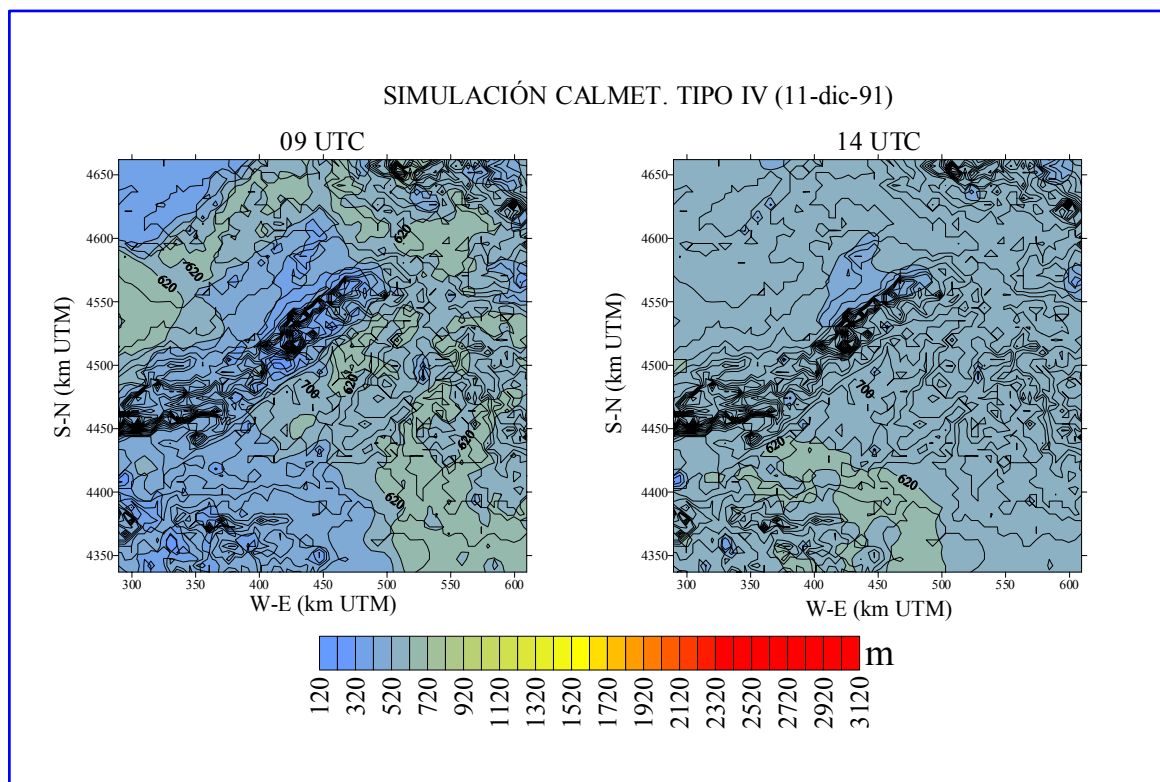


Fig. 4.11. Resultados del modelo para el Tipo IV (11-dic-91).

El análisis de los valores horarios para la celda de Villanueva de la Cañada muestra de nuevo sobreestimaciones durante el periodo de crecimiento hasta que se alcanza la zona de máximo diario (Fig. 4.12).

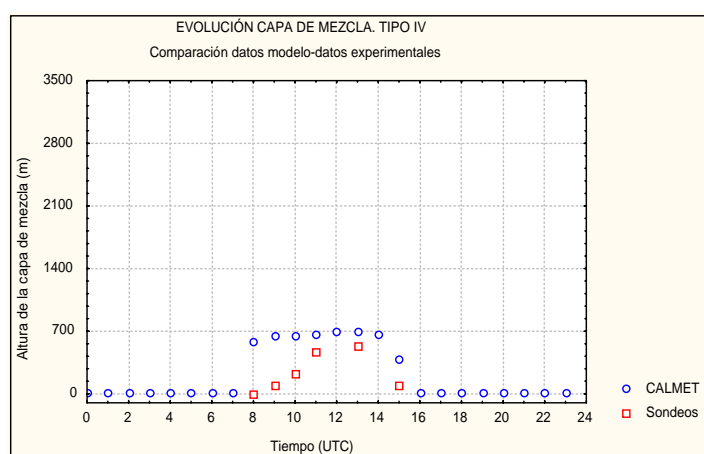


Fig. 4.12. Comparación entre los resultados del modelo y los datos experimentales del Tipo IV.

En realidad, casi puede decirse que los resultados del modelo no experimentan apenas variación a lo largo de las 6 primeras horas diurnas, siendo el espesor de capa límite del orden de los 700 m. A pesar de estas diferencias, el modelo de muestra su capacidad de reproducir el valor máximo diurno y el decrecimiento del espesor de capa límite al final del día.

4.7.5 Simulaciones de la evolución de la capa de mezcla del Tipo V

De entre todos los casos estudiados, esta situación es la que presenta espesores de mezcla más pequeños a lo largo del día. Los valores a las 9 UTC muestran los mínimos en un área situada a lo largo del valle del Tajo, con espesores de mezcla del orden de los 200 m. El modelo reproduce un área más pequeña, concéntrica con la anterior, en la que los valores son incluso inferiores a este valor. A las 14 UTC, la capa de mezcla es prácticamente homogénea en todo el dominio, alcanzando unos valores del orden de los 400 m (Fig. 4.13).

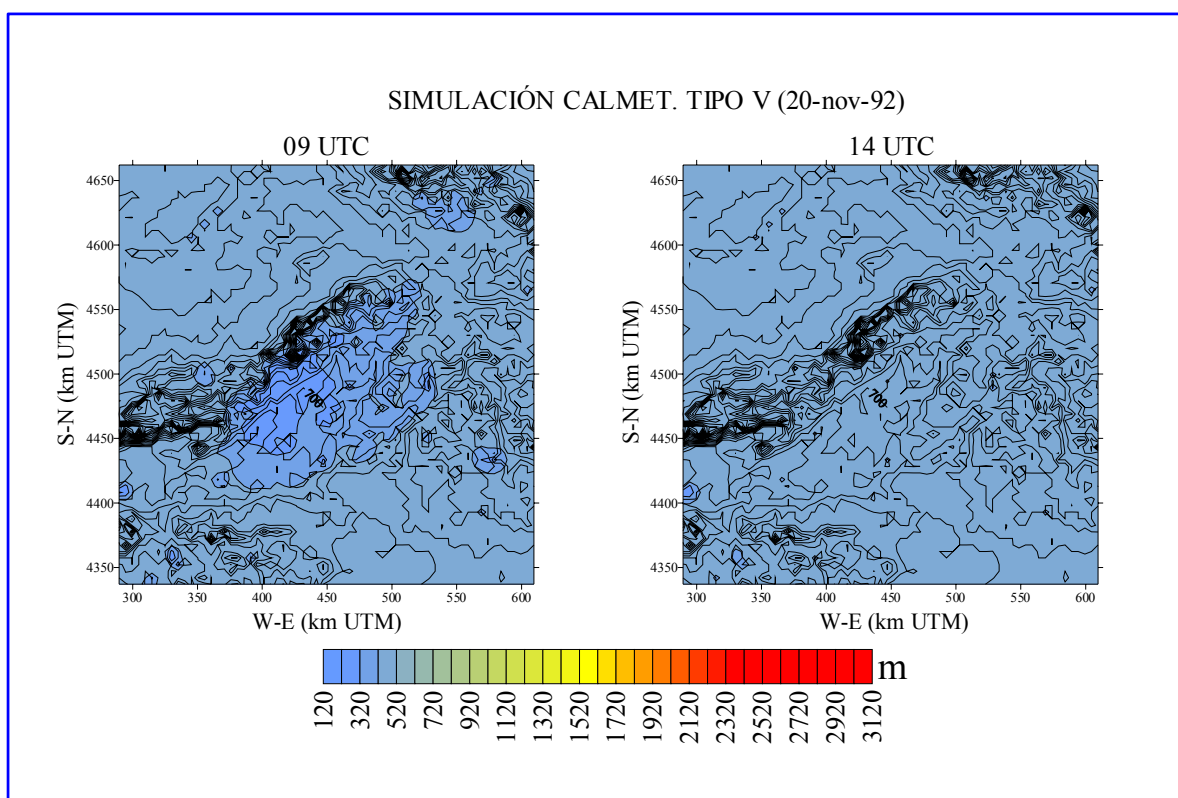


Fig. 4.13. Resultados del modelo para el Tipo V (20-nov-92).

La figura 4.14 muestra la comparación entre los resultados del modelo con los valores experimentales en Villanueva de la Cañada para esta situación meteorológica. A excepción de las diferencias detectadas a primeras horas de la mañana, el modelo reproduce una capa de mezcla que no supera los 500 m de espesor que coincide con el máximo detectado experimentalmente a partir de las medidas de sondeos. Existe una ligera discrepancia al final del día respecto del decaimiento de la capa de mezcla con una diferencia de una hora, entre los valores experimentales y los teóricos del modelo.

En líneas generales, el modelo reproduce acertadamente el débil crecimiento de la capa de mezcla en esta situación en la que la fuerte inversión de subsidencia impidió la penetración vertical de las células convectivas de escasa inestabilidad.

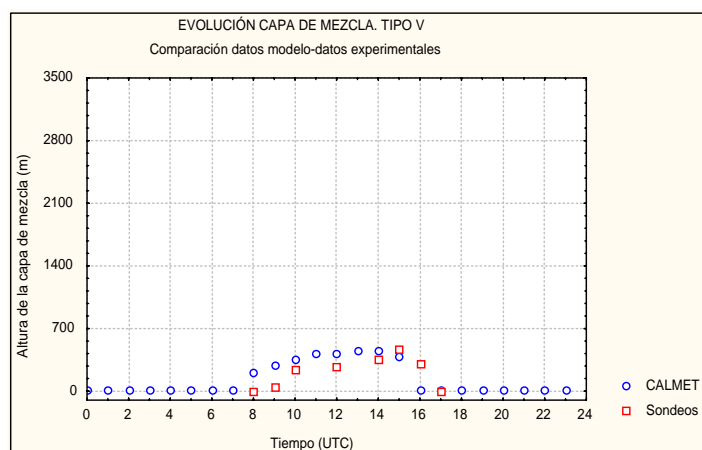


Fig. 4.14. Comparación entre los resultados del modelo y los datos experimentales del Tipo V.

4.8 EROSIÓN DE LA INVERSIÓN RADIATIVA NOCTURNA Y CRECIMIENTO DE LA ALTURA DE LA CAPA DE MEZCLA

La sobreestimación del modelo respecto de los valores de la altura de la capa de mezcla a primeras horas de la mañana que ha podido comprobarse en la sección anterior, se debe a que la expresión (4.14) no es una buena aproximación de la ecuación (4.21), de la que se deriva originalmente al suponer que el flujo de calor sensible en la integral puede considerarse constante con el tiempo. Esta suposición es válida solamente cuando el flujo de calor sensible en superficie no experimenta cambios

acusados a lo largo del día, lo que explica que los mejores ajustes del apartado anterior se hayan obtenido varias horas después de la salida del sol, cuando dichos cambios no son tan importantes. Los procesos que acompañan a la erosión de la inversión radiativa nocturna en las primeras horas después del amanecer, requieren una parametrización diferente en la que se considere como más acertada una dependencia del flujo de calor sensible con el tiempo (Tennekes, 1973). Dicha dependencia puede considerarse a partir de la siguiente expresión:

$$\overline{(\theta'w')} = \frac{(\overline{\theta'w'})_n}{\tau} t \quad (4.31)$$

donde $(\overline{\theta'w'})_n$ es el flujo de calor sensible a mediodía y τ es una escala de tiempo asociada al comienzo del crecimiento de dicho flujo. En muchos casos, el valor de esta escala de tiempo puede considerarse igual a 3 horas (Dear doff, 1967). La integración de la ecuación (4.21) considerando la aproximación dada por la (4.31) conduce a:

$$h\Delta\theta - (h\Delta\theta)_0 = \frac{1}{2}\gamma(h^2 - h_0^2) - \frac{1}{2}\frac{(\overline{\theta'w'})_n}{\tau}t^2 \quad (4.32)$$

Una solución acertada de la ecuación (4.32) puede obtenerse considerando el hecho de que, finalizado el periodo de transición a primeras horas de la mañana en el que se produce la erosión de la inversión radiativa nocturna, el valor de $\Delta\theta$ ha ido disminuyendo respecto de su valor inicial. Esto supone considerar que, cuando la penetración convectiva comienza a producirse, el valor de $(\Delta\theta)_0$ podría despreciarse, si consideramos el instante de tiempo anterior a la finalización del periodo de transición de la mañana. Bajo esta hipótesis, la expresión (4.32) se convierte en:

$$h\Delta\theta = \frac{1}{2}\gamma(h^2 - h_0^2) - \frac{1}{2}\frac{(\overline{\theta'w'})_n}{\tau}t^2 \quad (4.33)$$

expresión de la que ya se deduce una dependencia lineal de la altura de la capa límite con el tiempo, tal y como fue encontrada en el análisis del periodo de crecimiento del capítulo 3 de esta memoria a partir de los datos experimentales. Lo que estos resultados

confirman es que la dependencia con la raíz cuadrada del tiempo de la ecuación (4.14) viene precedida por un periodo en el que la dependencia es lineal. Esto supone considerar que la evolución diurna de la capa límite podría ser dividida en varias etapas definidas por un periodo transitorio y dos de crecimiento tal y como se muestra en la figura 4.15. La primera etapa (A) se produce durante las primeras horas de la mañana en las que se tiene lugar la erosión de la inversión radiativa nocturna y en la que el crecimiento del espesor de la capa límite es pequeño a medida que la intensidad de la inversión decrece. Posteriormente, y antes del mediodía, se produce una etapa (B) en la que la penetración de las células convectivas comienza a ser efectiva y el crecimiento de la capa de mezcla manifiesta una tendencia lineal con el tiempo. Por último, tiene lugar la etapa (C) después del mediodía, con una evolución de la altura de la capa límite más lenta y que podría considerarse proporcional a la raíz cuadrada del tiempo.

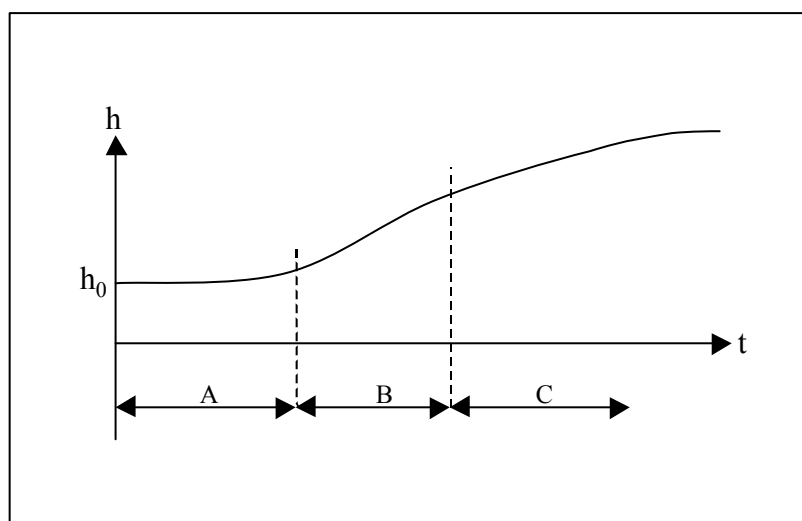


Fig. 4.15. Variación de la altura de la capa de mezcla, h , desde su valor inicial, h_0 , a lo largo del curso del día (Tennekes, 1973).

La dependencia lineal con el tiempo del periodo (B) se demuestra considerando que cuando $h > 2h_0$, el valor de $\Delta\theta$ puede aproximarse a (Tennekes, 1973):

$$\Delta\theta \approx \frac{\gamma h}{7} \quad (4.34)$$

y sustituyendo esta expresión en la ecuación (4.33) donde se ha considerado despreciable el valor de h_0 en el crecimiento de la capa límite, se llega finalmente a:

$$h \approx \left(\frac{7}{5} \frac{(\overline{w'\theta'})_n}{\gamma \tau} \right)^{1/2} t \quad (4.35)$$

expresión que ya fue adelantada en el capítulo 3 de esta memoria (ecuación 3.7) y que da explicación física a los coeficientes que representaban el periodo de crecimiento de la altura de la capa de mezcla para las situaciones en las que la dependencia era cercana a la linealidad. La expresión anterior confirma que los valores de la altura de la capa de mezcla dependen de manera directa de la aportación calorífica, resultado coincidente con el proceso de selección de variables significativas del apartado 3.7 del capítulo 3.

4.9 INTRODUCCIÓN DE LA PARAMETRIZACIÓN LINEAL DEL PERIODO DE CRECIMIENTO EN EL MODELO LOCAL MET: DISCUSIÓN DE RESULTADOS

Las simulaciones de las cinco situaciones consideradas han sido de nuevo realizadas con la introducción del ritmo de crecimiento que viene descrito en la ecuación (4.35) en la subrutina de cálculo de la altura de la capa límite del modelo CALMET. Debido a la necesidad de predecir el valor del flujo de calor sensible a mediodía, el modelo fue ejecutado durante las horas de simulación consideradas en cada caso, pero para cada día, en el posterior procesamiento de los campos resultantes, se recalcularon los valores de la altura de la capa de mezcla desde el amanecer siguiendo el ritmo de crecimiento de la expresión anterior, como si de un ejercicio de retrotrayectorias se tratara.

Los resultados del modelo CALMET con la nueva aproximación se muestran en la figura 4.16 para las cinco situaciones consideradas. En dicha figura, puede comprobarse que los resultados del modelo son considerablemente mejores a los obtenidos en el apartado anterior para todos los escenarios meteorológicos. La sobreestimación de los valores a primeras horas de la mañana ha disminuido y tan solo cabe destacar algunas diferencias en la evolución de la altura de la capa de mezcla para la situación de baja térmica (Tipo II). Dichas sobreestimaciones se aprecian a lo largo de todo el periodo de crecimiento, siendo los resultados del modelo superiores a los valores experimentales. A pesar de estas discrepancias, el modelo reproduce

acertadamente el valor máximo alcanzado en el Tipo II, en comparación con los resultados anteriores, en los que el modelo subestimaba dicho valor.

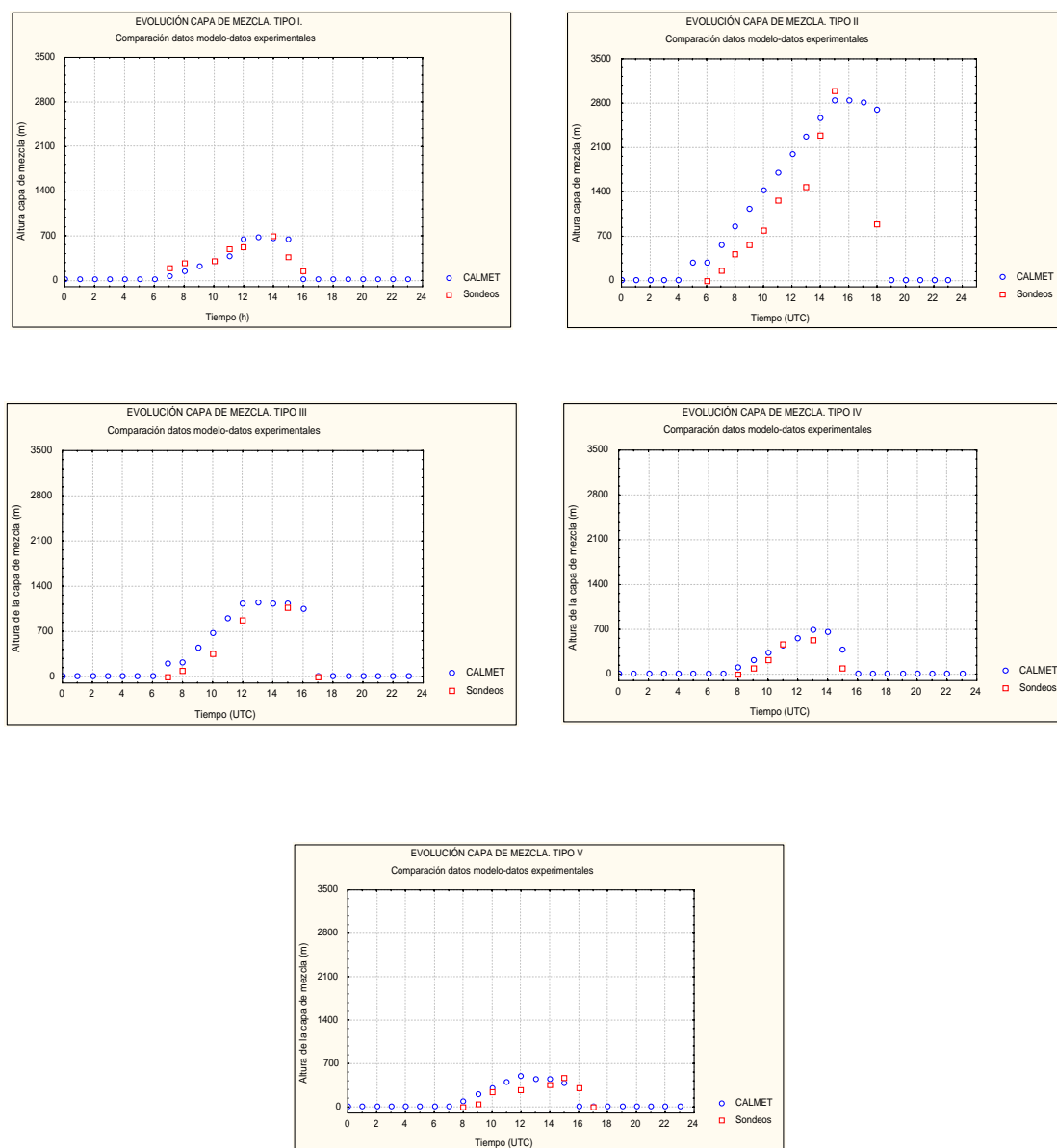


Fig. 4.16. Resultados del modelo con la parametrización del periodo de crecimiento.

En conclusión, los resultados de la aplicación del modelo CALMET modificado confirman que la evolución diurna de la altura de la capa de mezcla parece ajustarse a un comportamiento lineal durante las primeras horas de la mañana, para luego presentar una tendencia dependiente de la raíz cuadrada del tiempo con un decaimiento brusco de su espesor al final del día.

4.10 CORTES VERTICALES MERIDIANOS Y EVOLUCIÓN DE LA CAPA DE MEZCLA

Con objeto de comprobar el diferente ritmo de crecimiento en función de la situación meteorológica, se ha realizado un corte meridiano del dominio en la dirección norte-sur, justamente por la celda en la que se encuentra Villanueva de la Cañada. Sobre el perfil de topografía resultante, se han representado los valores de la altura de la capa de mezcla para diferentes horas del día para las cinco situaciones meteorológicas analizadas, tal y como se muestra en la figura 4.17. En dicha figura, el incremento que experimenta el espesor de la capa límite se ha señalado con un color diferente para cada hora, siendo el límite superior de las franjas señaladas sobre la topografía, los valores de la altura de la capa límite que en cada paso temporal está reproduciendo el modelo. De esta forma, los resultados permiten distinguir la influencia topográfica en el crecimiento de la capa de mezcla.

El corte vertical correspondiente al Tipo I muestra la extensión de la capa límite a las 8 UTC como una franja de color amarillo, debilitándose a lo largo de la sierra e incrementando su valor en los valles, no superando aproximadamente los 300 m de espesor en todo el dominio. Una hora después, el modelo reproduce un pequeño incremento de dicha capa, que es menor en las zonas montañosas y algo mayor en el valle del Tajo, tal y como se muestra en dicha figura. A medida que avanza el día, la capa de mezcla incrementa su valor hasta alcanzar espesores de unos 700 m como máximo sobre las 12 UTC. Es necesario destacar, que estos resultados simulados por el modelo son ligeramente inferiores a los obtenidos experimentalmente en Villanueva de la Cañada. La razón se debe a que el crecimiento de la capa límite en esta situación ha de tener en cuenta la aportación de estratos mecánicos antes del amanecer, que el modelo no ha reproducido en la expresión (4.3-5). Si se considera la existencia de un estrato mecánico de unos 200 m, los resultados obtenidos para el Tipo I serían más cercanos a los encontrados experimentalmente.

Una imagen distinta es la que presenta el crecimiento de la capa de mezcla del Tipo II. A la mayor penetración en altura se suma el que la velocidad de crecimiento es considerablemente superior a la del caso anterior.

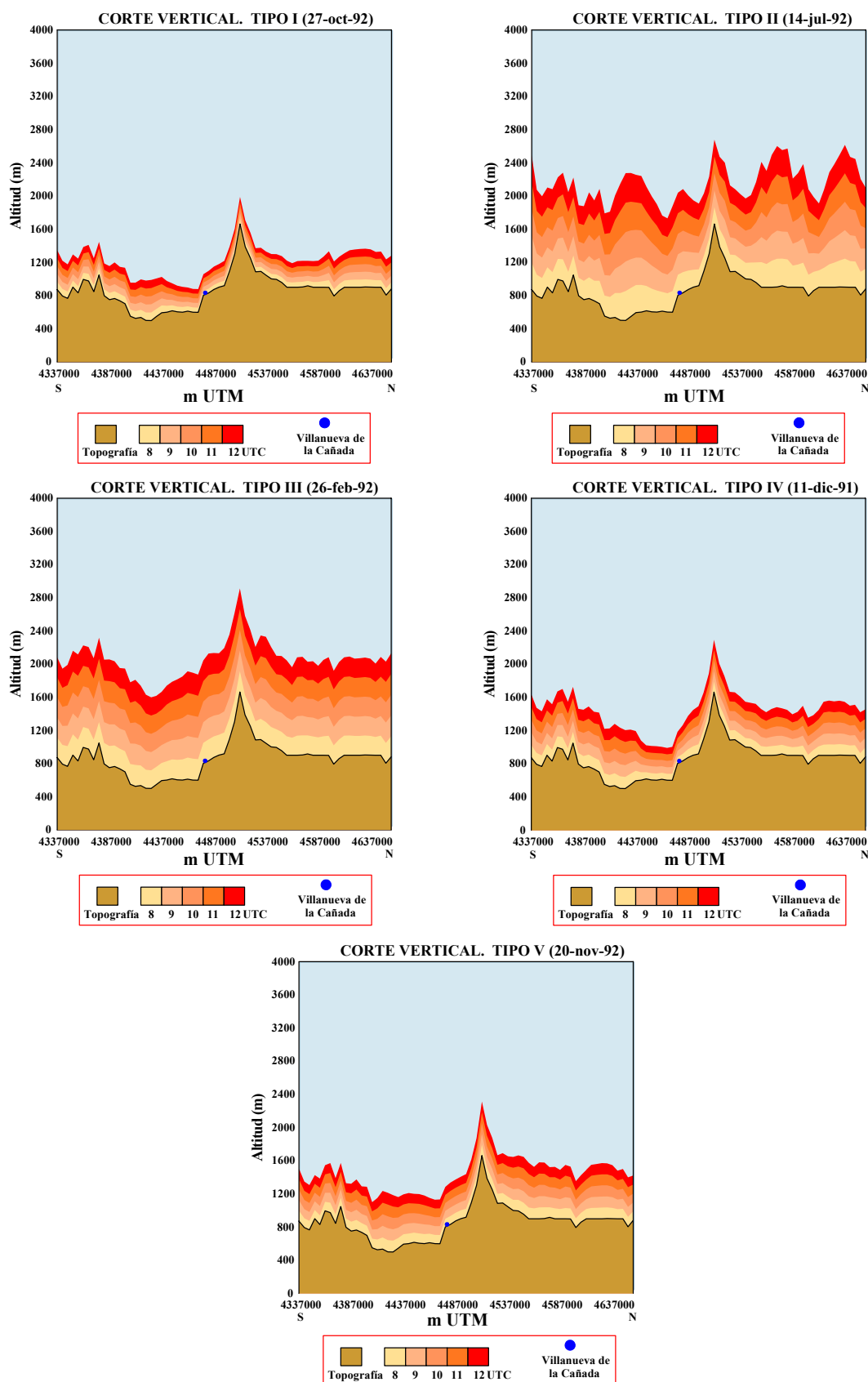


Fig. 4.17. Cortes verticales meridianos.

En condiciones de baja térmica, la estructura espacial de la capa de mezcla muestra un aspecto rugoso e irregular como consecuencia de la influencia que la superficie terrestre tiene sobre la mezcla que sobre ella se desarrolla, y cómo dicha rugosidad es considerablemente superior cuando los aspectos convectivos dominan la dinámica de las capas bajas del aire. Resultados similares se han obtenido con los cortes verticales de la energía cinética turbulenta que han sido realizados con el modelo TVM en el área de Madrid para la misma situación meteorológica (Martín et al., 2001 a y b).

El incremento horario de la capa de mezcla para el Tipo II varía entre los 150 m y los 580 m dependiendo de las celdas del dominio. Así, sobre las laderas del Sistema Central la velocidad de crecimiento es menor mientras que en los valles el crecimiento es más acusado. Los valores más altos de capa de mezcla (cerca de los 2800 m a las 12 UTC), se desarrollan sobre las áreas más montañosas a un lado y al otro del Sistema Central, en donde la energía recibida por la superficie terrestre es mucho mayor y el reparto que se hace de ese calor es más efectivo comparado con el que se produce en las laderas de dicha cadena montañosa. Lo mismo se observa a ambos lados de los Montes de Toledo.

Si se comparan estos resultados para el Tipo II con el resto de las situaciones, se comprueba que la estructura espacial de la capa de mezcla sigue fielmente la topografía sobre la que se desarrolla debido a la intensidad de las circulaciones convectivas que se generan en estas condiciones. El calentamiento diferencial es el responsable de la intensa fluctuabilidad de las térmicas que en esta situación se desarrollan.

El crecimiento que se presenta en el Tipo III presenta diferencias significativas respecto del caso anterior. La diferencia más importante entre ambas situaciones reside en el hecho de que para el Tipo III, la figura 4.17 representa prácticamente el crecimiento completo de la capa de mezcla hasta su valor máximo (que en Villanueva de la Cañada se encontraba sobre los 1000 m). Sin embargo, en el caso del Tipo II, la figura correspondiente tan solo muestra los valores alcanzados hasta las 12 UTC que no coinciden con los máximos obtenidos para esta situación meteorológica, detectados sobre los 3000 m a las 15 UTC.

Existen por tanto dos aspectos interesantes a destacar a la vista de estos resultados. En primer lugar, el crecimiento de la capa de mezcla en las condiciones convectivas (Tipo II y III) es similar durante las primeras horas del día, tal y como demostraron los datos experimentales presentados en el capítulo anterior. En segundo lugar, mientras que para las condiciones del Tipo III, los máximos alcanzados no sobrepasan en exceso a los obtenidos a las 1-2 UTC, la penetración de las células convectivas desarrolladas por el Tipo II es considerablemente superior traduciéndose en espesores mayores a diferencia de los obtenidos en el caso anterior.

Por otra parte, cabe señalar que la diferente estructura espacial de los estratos de capa límite desarrollados refleja claramente las diferencias en las situaciones meteorológicas que gobiernan su crecimiento. Los resultados muestran claramente cómo los espesores de mezcla crecen en mayor medida en condiciones convectivas (Tipo II y III) comparados con los incrementos horarios presentados por el Tipo I en el que la situación meteorológica venía representada por la influencia de bajas presiones en las Islas Británicas.

Otro aspecto interesante que ofrece el Tipo III es el diferente espesor de mezcla sobre los valles en comparación con el Tipo II. El calentamiento de dichas zonas es menor y la penetración vertical de las térmicas es inferior a las desarrolladas en condiciones de baja térmica tal y como puede observarse en los máximos alcanzados a un lado y al otro del Sistema Central al comparar ambas situaciones.

Respecto del perfil vertical que presenta el Tipo IV, los resultados confirman ciertas coincidencias con el obtenido en el Tipo I, aunque los valores alcanzados en el dominio parecen presentar valores algo superiores a los de este último caso. La razón se debe a que en este caso, el crecimiento de la capa límite comenzó con la erosión de la inversión radiativa nocturna, a diferencia del Tipo I, en la que se detectaron estratos inestables antes del amanecer que no han sido tenidos en cuenta en la parametrización lineal del periodo de crecimiento, como ya ha sido comentado.

Precisamente, debido a que la nueva parametrización adaptada para el modelo considera el comienzo del periodo de crecimiento a partir de la erosión de dicha inversión, los resultados obtenidos para el Tipo IV son más cercanos los experimentales

que los del Tipo I. En cualquier caso, el error cometido en la subestimación del Tipo I es considerablemente inferior al cometido por la sobreestimación que reflejaban los primeros resultados obtenidos por la parametrización original del modelo.

El crecimiento de la capa límite en esta situación se produce con una velocidad que varía entre los 60 m/h y los 200 m/h dependiendo de las zonas del dominio. Los valores más altos alcanzados se encuentran sobre los 800 m, sobre los Montes de Toledo y la región más septentrional del dominio considerado.

Por último, la evolución de la capa de mezcla para el Tipo V que aparece en la figura 4.17 representa el débil crecimiento de dicha capa cuando las condiciones anticiclónicas son de carácter persistente, estacionario y están acompañadas de fuertes inversiones de subsidencia cercanas al suelo. El desarrollo de las débiles células convectivas está fuertemente limitado por la base de dicha inversión, de forma que el crecimiento es pequeño y la capacidad dispersiva de la atmósfera se encuentra muy limitada por el pequeño espesor de mezcla y la escasez de viento que caracteriza a esta situación.

El ritmo de crecimiento se encuentra entre los 80 m/h y los 160 m/h dependiendo de las zonas del dominio, llegando a alcanzar como máximo valores cercanos a los 800 m en la zona más septentrional del mismo. Sobre Villanueva de la Cañada, los resultados del modelo muestran espesores del orden de los 400 m tal y como se había detectado de forma experimental.

Todos estos resultados ponen de manifiesto la compleja estructura de la capa límite atmosférica y confirman la influencia topográfica en su distribución espacial y en su ritmo de crecimiento a lo largo del día.

4.11 RESUMEN Y CONCLUSIONES

La evolución diurna de la altura de la capa límite a partir de una parametrización basada en intercambios energéticos y en la teoría de semejanza del modelo meteorológico CALMET, ha sido analizada y contrastada con medidas experimentales

para el área de Madrid. Los principales resultados a los que se ha llegado en el presente capítulo son los siguientes:

1. Los resultados del modelo CALMET son aceptablemente buenos en el área de Madrid, considerando que la comparación con los resultados experimentales se realiza en tan solo un punto de radiósondeos de dicho dominio. Las mayores discrepancias se producen a primeras horas de la mañana, en las que se encuentran diferencias que pueden llegar a ser, en media, del orden de los 350 m entre los valores del modelo y los experimentales, reduciéndose estas diferencias a medida que avanza el día hasta llegar a ser del orden de unos 125 m, en media, de todas las situaciones, excepto en la del Tipo II en donde se encontraron valores en promedio del orden de los 500 m inferiores a los experimentales.
2. La duración temporal de la onda que caracteriza a la evolución diurna de la capa límite está bien reproducida por el modelo, de forma que el procedimiento basado en el cambio de signo en el flujo de calor sensible, como indicativo del comienzo del crecimiento o decrecimiento del espesor de dicho estrato, ofrece buenos resultados en todas las condiciones meteorológicas consideradas.
3. Respecto al periodo de crecimiento, el modelo sobreestima los valores de la altura de la capa de mezcla, siendo dicha sobreestimación superior en condiciones de baja presión, en comparación con las condiciones anticiclónicas. La razón de que esta sobreestimación sea mayor que en condiciones anticiclónicas se debe a que el modelo determina el valor final de capa límite para cada hora y en cada punto de la malla como el máximo obtenido por el procedimiento convectivo o por el mecánico, de forma que, en condiciones de baja presión, los valores mecánicos pueden superar a los convectivos a primeras horas de la mañana.
4. El modelo reproduce acertadamente el máximo diario de capa de mezcla para todas las condiciones excepto en el caso de la baja térmica, en el que los resultados simulados son inferiores a los obtenidos de forma experimental en unos 800 m.
5. La inclusión en el modelo CALMET de una nueva parametrización para el periodo de crecimiento ofrece resultados considerablemente mejores al disminuir las

diferencias entre los valores experimentales y los resultados del modelo en todos los escenarios meteorológicos analizados, pasando a ser en media del orden de los 270 m a reducirse a 193 m. De esta forma, la nueva parametrización desarrollada, basada en la dependencia de l flujo de calor sensible con el tiempo, ha demostrado ofrecer mejores resultados que la original del modelo CALMET.

6. La influencia de la topografía sobre los campos de capa de mezcla en todo el dominio es mucho más acusada en condiciones de baja térmica o convección fuerte, en la que los resultados muestran el diferente grado de inestabilidad atmosférica que se produce dependiendo del calentamiento diferencial del terreno. Esta acusada variabilidad espacial y temporal ha sido confirmada en otras investigaciones cuando las condiciones están asociadas a fuertes corrientes convectivas (Bermán et al., 1999).
7. Los cortes verticales meridianos han permitido evaluar las diferencias en la evolución de la capa límite a lo largo de l día en los cinco tipos de situaciones consideradas. Los resultados han puesto de manifiesto la elevada variación espacial de la capa de mezcla y las diferencias en su crecimiento en función de los escenarios meteorológicos en los que dicho estrato se desarrolla. Así, los valores más altos de capa límite y el mayor ritmo de crecimiento se alcanza en toda la cuenca de Madrid cuando las situaciones están relacionadas con aspectos convectivos, respecto del resto de las situaciones consideradas. En estas condiciones, los cortes verticales muestran la estructura de las células convectivas desarrolladas. Por último, la influencia de la topografía sobre la distribución espacial ha quedado reflejada en todos los resultados obtenidos.

CAPÍTULO 5

SIMULACIONES DE LA EVOLUCIÓN DE LA ALTURA DE LA CAPA DE MEZCLA A PARTIR DE UN MODELO DE DIAGNÓSTICO: RESULTADOS PENINSULARES

Hasta la fecha, no existen referencias documentales sobre resultados de altura de capa de mezcla a escala peninsular más allá de las simulaciones que a escala europea se han realizado dentro del contexto de estudios a gran escala (Sandnes, 1983; Iversen y Berge, 1994; Jakobsen et al., 1995). En muchos de estos resultados, los espesores de capa límite para la península Ibérica, no reflejan las particulares características de los países mediterráneos, de forma que suelen considerarse valores inferiores a los que en nuestras latitudes se suelen desarrollar. Esta inexistencia o escasez de resultados a escala peninsular, ha motivado la realización y estudio de unas simulaciones particulares para toda la península Ibérica, en las que pueda analizarse el diferente comportamiento de este estrato a una escala espacial mayor que la del capítulo anterior.

De las condiciones meteorológicas analizadas se han elegido dos para estudiar su comportamiento a escala peninsular: la situación de baja térmica definida como Tipo II y la situación anticiclónica peninsular representada por el Tipo V. Las razones que han conducido a seleccionar estas situaciones para este estudio han sido varias: por un lado por las repercusiones que sobre los niveles de contaminación tienen estas situaciones respecto de los restantes escenarios meteorológicos que han sido estudiados. Y, en segundo lugar, por la posibilidad de analizar las particularidades peninsulares que en la capa de mezcla han de tenerse en cuenta cuando se realizan simulaciones para dominios que incluyen nuestro país en condiciones de tan diferente estabilidad.

Los resultados que se presentan en este capítulo han sido obtenidos dentro del Programa de Investigación Electro-técnica PIE 131.103 (Determinación e implicaciones de la metodología de cargas/niveles críticos de contaminantes) en el que participaron junto con el CIEMAT, empresas como ENDESA, UNESA e IBERDROLA. El proyecto se enmarcó dentro del contexto del Convenio de Ginebra sobre Transporte a Larga Distancia y Transfronterizo de Contaminantes Atmosféricos (UN/ECE LRTAP), el cual fue ratificado por 31 países entre los que se encuentra España, y en el que se adoptó esta

metodología de cálculo para el establecimiento de estrategias de reducción de emisiones para cada país sobre la base de la carga o depósito que recibía cada celda del dominio.

Los resultados que se presentan en este capítulo sobre el espesor de capa límite en condiciones fuertemente convectivas son especialmente importantes si se comparan con las simulaciones que, a escala europea, realizan organismos como EMEP (*Cooperative Programme for Monitoring and Evaluation of the Long Range Transmission in Europe*), en cuyos resultados no se reproducen ni evoluciones tan intensas ni espesores tan altos de capa de mezcla (Eliassen y Saltbones, 1983; Iversen y Berge, 1994; Mylona, 1993; Sandnes, 1993).

Todo esto conduce a considerar inadecuadas las excesivas simplificaciones o hipótesis restrictivas que se establecen en las parametrizaciones de los modelos utilizados a escala europea, lo que puede tener una importante repercusión en el establecimiento de protocolos para la reducción de emisiones, como los que se realizan dentro del Convenio de Ginebra.

5.1 CONFIGURACIÓN DE LOS DATOS DE ENTRADA

Las simulaciones realizadas han requerido del tratamiento de un volumen de datos considerablemente superior a los del capítulo anterior, al extender el dominio a toda la península Ibérica. A la dificultad de tratar este volumen de información se sumó la falta de disponibilidad de datos meteorológicos y usos de suelo para Portugal, sur de Francia y norte de África, que también formaban parte del dominio seleccionado para las simulaciones. La inclusión de estas regiones y países pretendía evitar las inconsistencias ocasionadas en las fronteras naturales del territorio nacional. El dominio de las simulaciones se muestra en la figura 5.1.

Los datos de entrada al modelo presentaron para estas simulaciones la misma configuración que en el capítulo anterior, es decir, información meteorológica en altura y superficie, datos de topografía y usos de suelo. Los detalles sobre esta información se describen en las secciones siguientes.

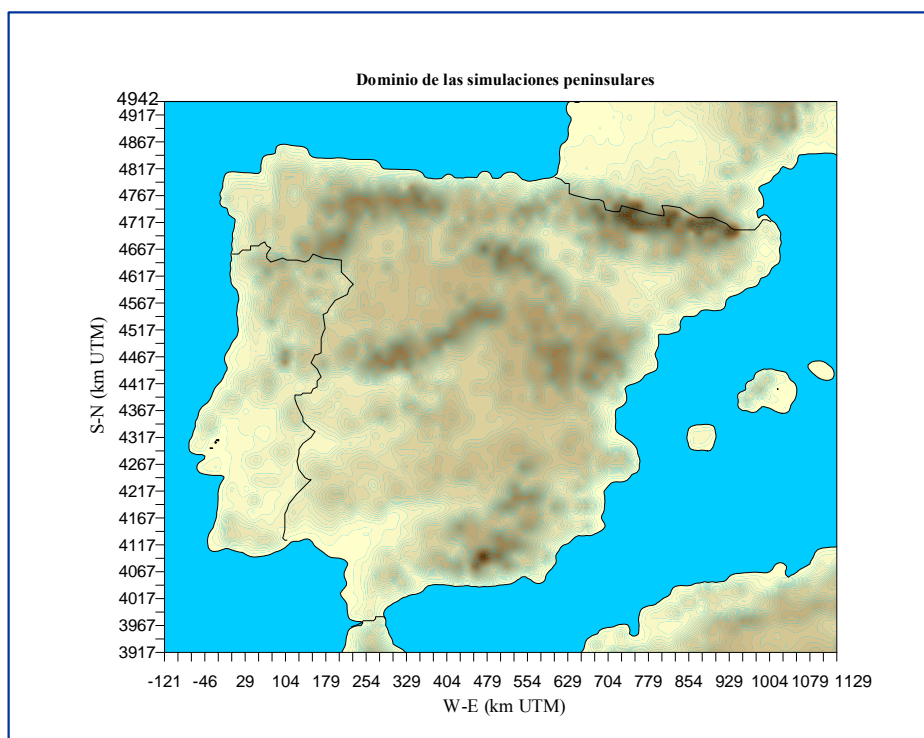


Fig. 5.1 Dominio de las simulaciones peninsulares.

5.1.1 Información meteorológica en altura

La información meteorológica en altura utilizada para las simulaciones peninsulares ha sido obtenida a partir de los radiosondeos realizados por el INM a las 00 y 12 UTC en las estaciones ubicadas en La Coruña, Santander, Zaragoza, Madrid, Palma de Mallorca y Murcia. En la tabla 5.1 se recogen las coordenadas UTM de las estaciones de sondeos utilizadas en las simulaciones, así como la latitud, longitud y altitud de cada una de ellas. Los sondeos originales fueron descodificados del cifrado TEMP y re-estructurados con el formato específico que requiere el código CALMET. Las variables que forman parte de los datos de entrada en el modelo, especificadas en el capítulo anterior, determinan las características verticales de la atmósfera hasta el nivel de 500 hPa. Es necesario destacar que, cuando se descodificó la información de los partes TEMP, se observaron diferencias en la codificación de la clave dependiendo de la estación de radiosondeos a tratar y de la época del año. Así, en la estación de Zaragoza, los datos proporcionados por el INM contienen en ocasiones, información del nivel obligatorio de 925 hPa dependiendo de la fecha en la que se realizaron los sondeos. En otras ocasiones, la estructura de la clave se presentó aleatoria con la inclusión o no de niveles obligatorios, puntos notables, etc. A pesar de que el programa de

descodificación fue preparado considerando la mayor parte de los errores de codificación que esta clave presenta, la información de estas 6 estaciones ha necesitado de un tratamiento particular o específico para cada una de ellas.

<i>Indicativo</i>	<i>Nombre</i>	<i>X (km)</i>	<i>Y (km)</i>	<i>Lat. (°)</i>	<i>Long.(°)</i>	<i>Altitud (m)</i>
08221	Barajas	454.773	4477.919	40.4	3.5	582
08001	La Coruña	61.072	4815.889	43.4	8.4	67
08023	Santander	433.937	4813.050	43.4	3.8	65
08160	Zaragoza	665.120	4614.749	41.7	1.0	258
08301	P. Mallorca	992.771	4393.615	39.5	-2.7	6
08430	Murcia	660.975	4207.470	38.0	1.0	62

Tabla 5.1. Estaciones de radiosondeos pertenecientes al INM.

Por otra parte, las simulaciones realizadas para este dominio peninsular han incluido también sondeos en Villanueva de la Cañada debido a la sensibilidad del modelo a los perfiles verticales del INM, ya comentada en el capítulo anterior, los cuales también tuvieron que ser depurados.

5.1.2 Datos meteorológicos en superficie

Los datos en superficie se prepararon a partir de la información de las 69 estaciones sinópticas pertenecientes al INM repartidas por todo el territorio nacional. Dichas estaciones proporcionan los datos de entrada que requiere el modelo CALMET y que fueron detallados en el capítulo anterior. La tabla 5.2 muestra las estaciones sinópticas utilizadas para las simulaciones a escala peninsular, sus coordenadas UTM, latitud, longitud y altitud de cada una de ellas. En la figura 5.2 se muestra la ubicación de las estaciones sinópticas y de radiosondeos en la península Ibérica.

<i>Indicativo</i>	<i>Nombre</i>	<i>X (km)</i>	<i>Y (km)</i>	<i>Lat (°)</i>	<i>Lon(°)</i>	<i>Altitud (m)</i>
08001	La Coruña	61.072	4815.889	43.4	8.4	67
08003	Monteventos	70.006	4828.326	43.5	8.3	240
08008	Lugo	137.933	4783.476	43.1	7.4	446

08011 Asturias (Aeropuerto)	254.957	4826 .453	43.5	6.0	130
08014 Gijón	287.213	4823.500	43.5	5.6	10
08015 Oviedo	267.656	4803.761	43.3	5.9	339
08021 Santander (Aeropuerto)	433.901	4809 .348	43.4	3.8	1
08023 Santander	433.937	4813.050	43.5	3.8	65
08025 Bilbao	505.407	4794.219	43.3	2.9	34
08027 San Sebastian (Igueldo)	577.058	4794 .655	43.3	2.0	259
08029 San Sebastian (Aeropuerto)	597.257	4800 .469	43.3	1.8	8
08042 Santiago de Compostela	56.350	4764 .137	42.9	8.4	367
08044 Pontevedra	35.179	4713.464	42.4	8.6	19
08045 Vigo (Aeropuerto)	34.952	4689 .303	42.2	8.6	256
08046 Vigo	26.819	4691.707	42.2	8.7	85
08048 Orense	99.000	4698.353	42.3	7.9	127
08053 Ponferrada	205.697	4715.304	42.5	6.6	544
08055 León	282.532	4718.034	42.6	5.6	914
08080 Vitoria	521.777	4747.979	42.9	2.7	510
08084 Logroño	554.823	4700.040	42.4	2.3	363
08085 Pamplona	611.821	4735.894	42.8	1.6	459
08094 Monforte (Huesca)	720.576	4662 .552	42.1	0.3	554
08117 La Molina	906.493	4698.671	42.3	-1.9	1711
08130 Zamora	271.847	4597.952	41.5	5.7	660
08140 Valladolid (Villanubla)	346.099	4620 .053	41.7	4.8	854
08141 Valladolid	352.880	4612.506	41.6	4.8	735
08148 Soria	544.332	4624.089	41.8	2.5	1083
08157 Daroca	632.934	4552.995	41.1	1.4	781
08160 Zaragoza	665.120	4614.749	41.7	1.0	258
08171 Lérida	802.741	4613.677	41.6	-0.6	199

08175	Reus	849.685	4563.863	41.1	-1.2	76
08181	Barcelona (Aeropuerto)	924.375	4582 .687	41.3	-2.1	6
08184	Gerona	978.438	4654.863	41.9	-2.8	129
08202	Salamanca	289.568	4536.295	40.9	5.5	795
08210	Ávila	356.264	4501.372	40.6	4.7	1143
08213	Segovia	406.010	4533.885	40.9	4.1	1015
08215	Navacerrada	414.212	4515.281	40.8	4.0	1888
08221	Madrid (Barajas)	453.359	4477 .927	40.4	3.5	582
08223	Madrid (Cuatrovientos)	433.506	4470 .676	40.4	3.8	687
08224	Madrid (Getafe)	439.091	4461.378	40.3	3.7	617
08231	Cuenca	573.910	4435.592	40.1	2.1	956
08233	Calamocha	643.269	4525.425	40.9	1.3	933
08238	Tortosa	795.209	4524.381	40.8	-0.5	50
08261	Cáceres	213.222	4373.945	39.5	6.3	405
08272	Toledo	410.215	4415.411	39.9	4.0	516
08280	Albacete	599.656	4311.929	38.9	1.8	704
08284	Valencia (Aeropuerto)	717.837	4375 .403	39.5	0.5	62
08285	Valencia	725.057	4373.758	39.5	0.4	11
08286	Castellón	750.601	4426.404	39.9	0.1	35
08306	Palm de Mallorca	992.771	4393 .615	39.5	-2.7	8
08314	Mahón	1119.106	4436.299	39.8	-4.2	82
08330	Badajoz	168.898	4310.830	38.9	6.8	192
08335	Hinojosa del Duque	315.455	4265 .337	38.5	5.1	540
08348	Ciudad Real	420.601	4315.399	38.9	3.9	629
08373	Ibiza	880.368	4311.193	38.9	-1.4	12
08383	Huelva	152.719	4133.568	37.3	6.9	20
08391	Sevilla	243.343	4145.112	37.4	5.9	31
08397	Morón de la Frontera	267.605	4114 .785	37.1	5.6	88

08410	Córdoba	338.696	4190.825	37.8	4.8	92
08417	Jaén	429.552	4182.146	37.8	3.8	580
08419	Granada	430.466	4115.565	37.2	3.8	570
08429	Murcia (Alcantarilla)	655.226	4201.809	37.9	1.2	75
08430	Murcia	660.975	4207.470	38.0	1.2	62
08431	Castillo Galeras	676.600	4161.535	37.5	1.0	217
08433	Murcia (San Javier)	693.741	4184.124	37.8	0.8	3
08451	Jerez de la Frontera	226.199	4071.592	36.7	6.1	30
08458	Tarifa	265.632	3987.139	36.0	5.6	37
08482	Málaga	367.434	4058.986	36.7	4.5	7
08487	Almería	554.978	4078.476	36.8	2.4	21

Tabla 5.2. Estaciones sinópticas del dominio peninsular.

El tratamiento del volumen de toda esta información fue también difícil y complejo. Al elevado número de estaciones a tratar se le sumó el hecho de que la información sinóptica de cada una de ellas fue suministrada con un cifrado diferente al tratado en el capítulo anterior. Esto supuso la realización de un nuevo programa de descodificación que pudiera tratar de forma simultánea al conjunto de las 69 estaciones del territorio nacional con una nueva clave de cifrado.

5.1.3 Datos de topografía

Para configurar los datos de topografía se ha realizado un tratamiento de la información sobre la elevación del terreno proporcionada por el Centro Nacional de Información Geográfica (CNIG) perteneciente al Instituto Geográfico Nacional a partir de un modelo digital, tal y como se hizo para los datos del dominio del capítulo anterior pero extendiendo el tratamiento a toda la península Ibérica, norte de África y sur de Francia. Los datos originales de partida venían en coordenadas geográficas (latitud y longitud) e incluían un dominio mayor al que se había seleccionado para las

simulaciones peninsulares. El tratamiento de esta información fue realizado en varias etapas. En primer lugar, se preparó un programa para seleccionar el dominio a simular conociendo las esquinas inferior izquierda y superior derecha de dicho dominio. El fichero de datos resultante en el que la elevación del terreno venía dada en función de la latitud y longitud, fue transformado a coordenadas UTM, para ser preparado posteriormente, en formato de malla regular de 25x25 km, que es la resolución con la que han sido realizadas las simulaciones. La figura 5.3 muestra la topografía del dominio utilizado.

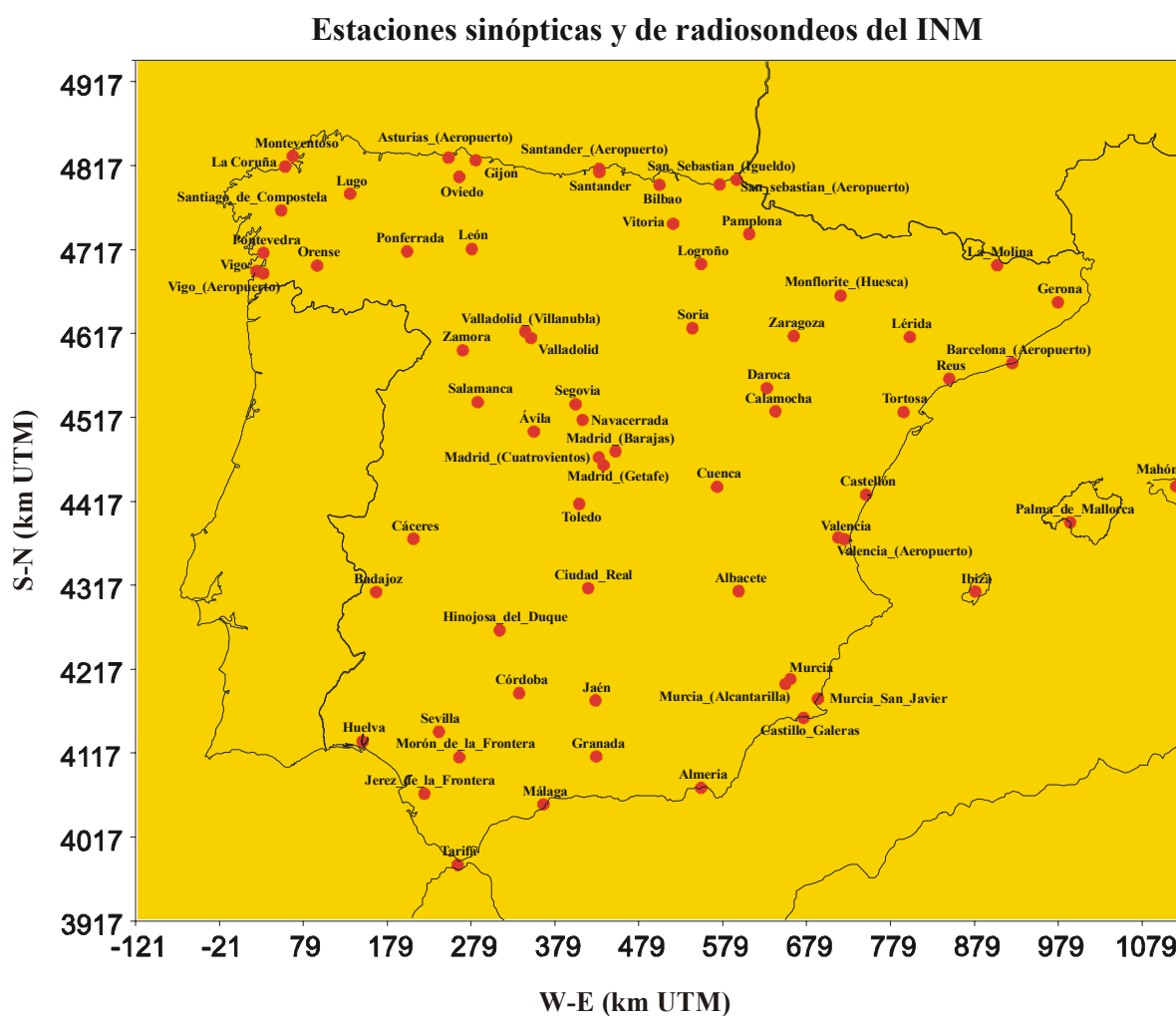


Fig. 5.2. Ubicación de las estaciones del INM.

5.1.4 Usos de suelo

Debido a la inexistencia de información de usos de suelo para todos los países que formaban parte del dominio elegido, el tratamiento de los datos tuvo que ser realizado de forma independiente para España, sur de Francia y norte del continente africano, para luego ser solapado hasta completar el dominio completo.

Los usos de suelo de España fueron obtenidos a partir de la información CORINE proporcionada por el CNIG con una resolución de 5x5 km. Para la preparación de los datos requeridos por el modelo, se adecuaron los datos originales a la resolución de 25x25 km, considerando la frecuencia máxima como factor determinante del uso final de las celdas definidas para estas simulaciones. La información CORINE fue adaptada a las categorías de los usos utilizada por el modelo CALMET ya especificadas en la tabla 4.2 del capítulo anterior.

Para la elaboración de los usos de suelo de Portugal, realizada por el Grupo de Informática del CIEMAT, se utilizó la información suministrada por el Sistema Nacional de Información Geográfica de este país (SNIG) en formato digital y que se encuentra disponible en la dirección de Internet siguiente:

<http://snig.cnig.pt>

En dicha página, se proporcionaba la cartografía de usos del suelo de Portugal (*CORINE Land Cover*), estructurada en 53 hojas, con una escala de 1:100.000 para el sistema de proyección BONNE. La figura 5.4 muestra el fichero original de partida en el que las hojas presentaban un formato *dxf* para MSDOS (formato de intercambio de *AutoCad*). Asimismo, la leyenda relativa a la cubierta del suelo de la base de datos CORINE tenía una aproximación de cuatro dígitos, y estaba estructurada en los cinco grupos siguientes:

- a) Territorios artificiales: urbano, industrial, infraestructuras, parques...
- b) Áreas agrícolas: cultivos anuales, permanentes, pastos...
- c) Bosques y medios seminaturales: frondosas, coníferas, arbustos...
- d) Medios acuáticos: zonas húmedas continentales y marítimas.

e) Superficies con agua: lagos, lagunas litorales, estuarios...

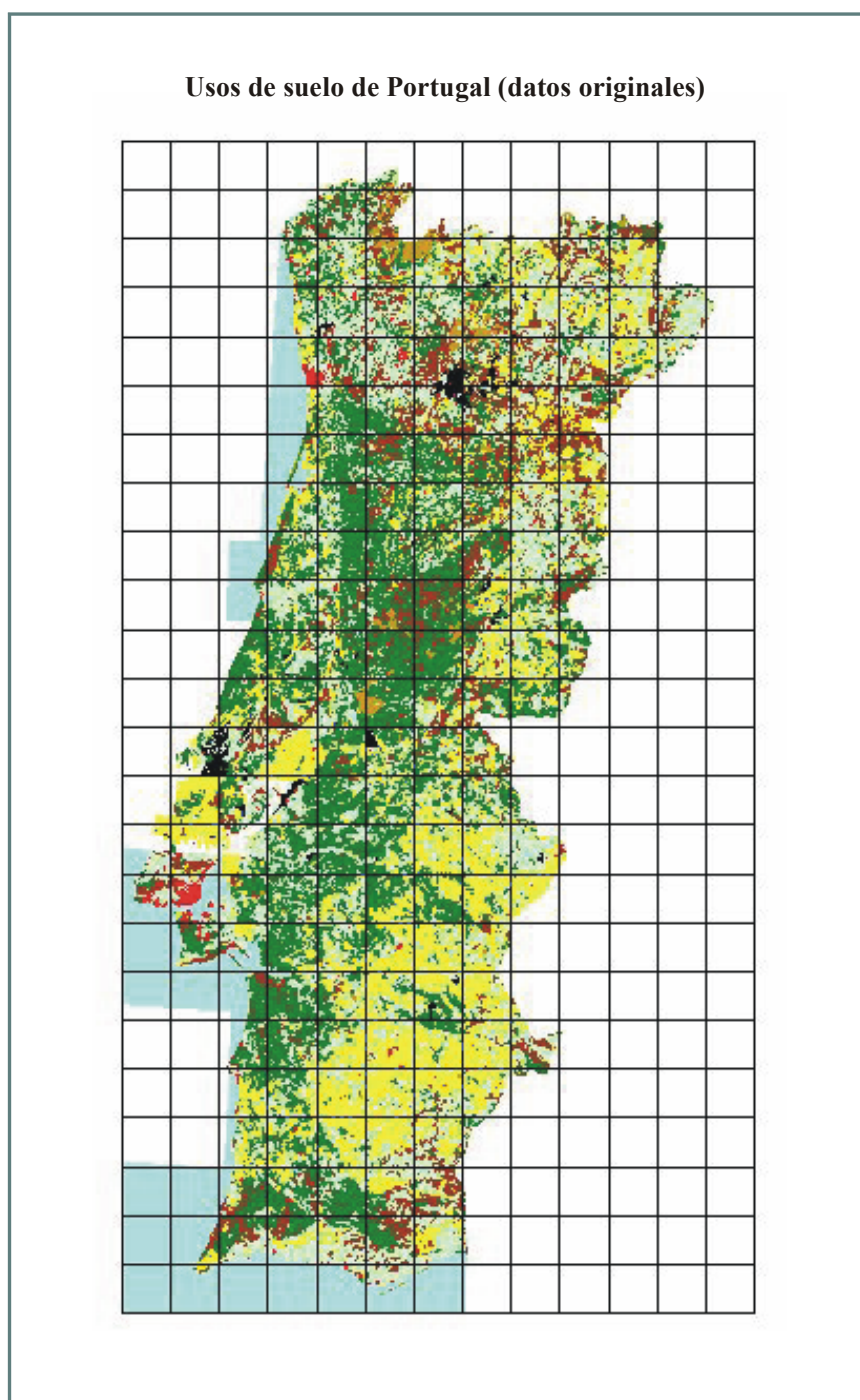


Fig. 5.4. Usos de suelo de Portugal originales.

Dicha información tuvo que ser de nuevo adaptada a las categorías de usos del modelo CALMET (tabla 4.2).

Para abordar la información de los ficheros *dxf* con la leyenda de CORINE fue necesario convertir estos ficheros a formato cobertura de *ArcInfo*. Una vez realizada esta transformación, se adjudicaron los códigos CORINE, que se encontraban en los ficheros, como textos sobre un conjunto de líneas que delimitaban las distintas categorías. Para ello, se procedió a generar los polígonos de usos del suelo para, de esta forma, superponer posteriormente los códigos. Una vez obtenidas las 53 coberturas con polígonos de usos del suelo, se elaboró una tabla de asignación entre el código CORINE y las categorías de usos del CALMET. Se añadió este campo a las coberturas y se procedió, de esta forma, a unir las 53 hojas. Una vez unidas, se realizó una generalización cartográfica consistente en la disolución de polígonos adyacentes.

Esta nueva cobertura en formato vectorial incorporaba todos los polígonos de usos de suelo de Portugal según el código CALMET. No obstante, todavía conservaba los parámetros de la proyección original tal y como se explicaba anteriormente. Para modificar ésta (de forma que el resultado se pudiese combinar con los datos de España) se procedió a realizar una transformación afin con el huso 30 de la proyección UTM.

Una vez que se obtuvo el nuevo documento, se procedió a convertirlo a una cuadrícula de 25x25 km. Para ello, se utilizó la conversión que realiza *ArcInfo* entre coberturas vectoriales de polígonos a celdas en dos pasos, para conservar al máximo los valores dominantes en cada celda de la matriz. Así, en primer lugar, se convirtieron los polígonos a celdas de 1 km y posteriormente se re-dimensionó la matriz a 25x25 km.

Finalmente, se exportó esta información a un fichero ASCII y, en *ArcView*, se procedió a exportar la malla de 25x25 km a ficheros gráficos estándar. Los datos finales pasaron de tener una resolución de 1/100.000 a 1/25.000.000.

La realización de esta tarea tuvo algunos inconvenientes relativos a la definición de las relaciones entre los usos CORINE y los de CALMET, ya que algunos de ellos eran difícilmente asignables (sobre todo en zonas heterogéneas). Por otra parte, fue necesario realizar con cuidado la unión de las diferentes hojas para evitar inconsistencias en los bordes de las mismas. El resultado del tratamiento descrito anteriormente se muestra en la figura 5.5.

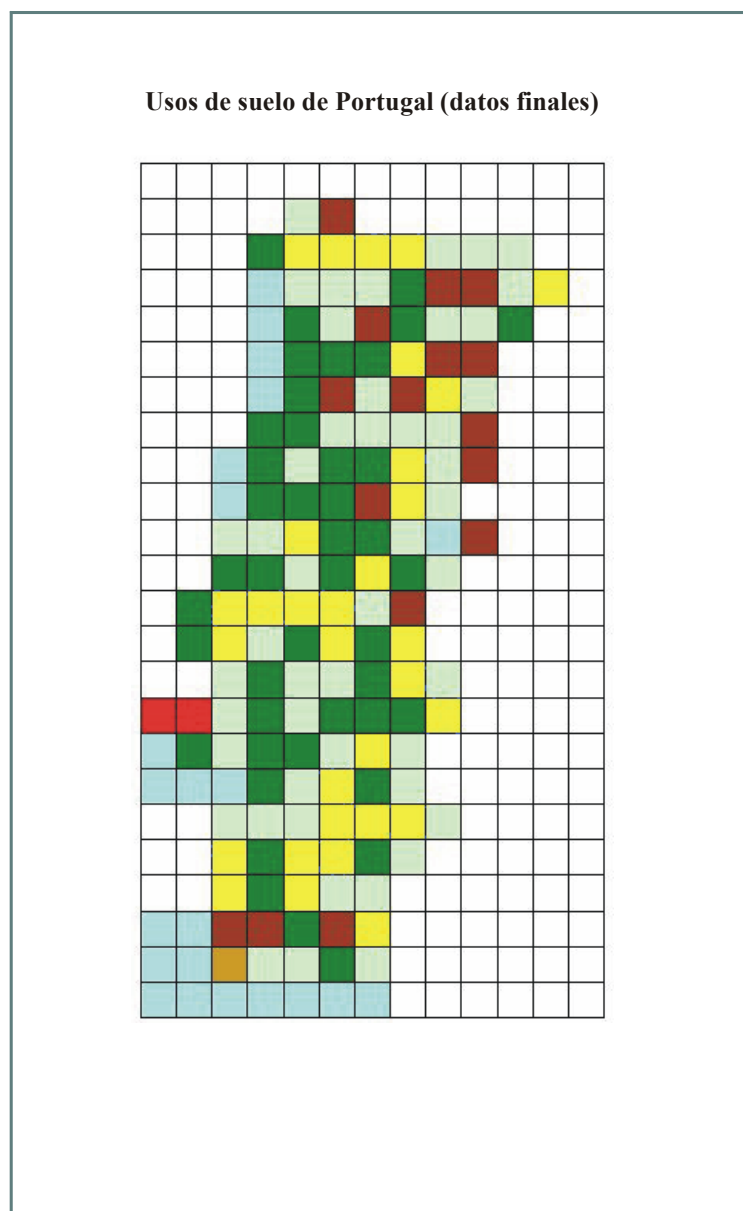


Fig. 5.5. Usos de suelo de Portugal incluidos en CALMET.

Ante la inexistencia de información pública sobre los usos de suelo del norte de África y sur de Francia, éstos fueron obtenidos a través de una relación sencilla entre la topografía y las categorías de usos del modelo CALMET.

Una vez preparada toda la información de los usos de suelo de todo el dominio de las simulaciones, se procedió a solapar la información de los países incluidos para preparar el fichero de datos que alimenta al modelo. Los usos de suelo resultantes vienen representados en la figura 5.6.

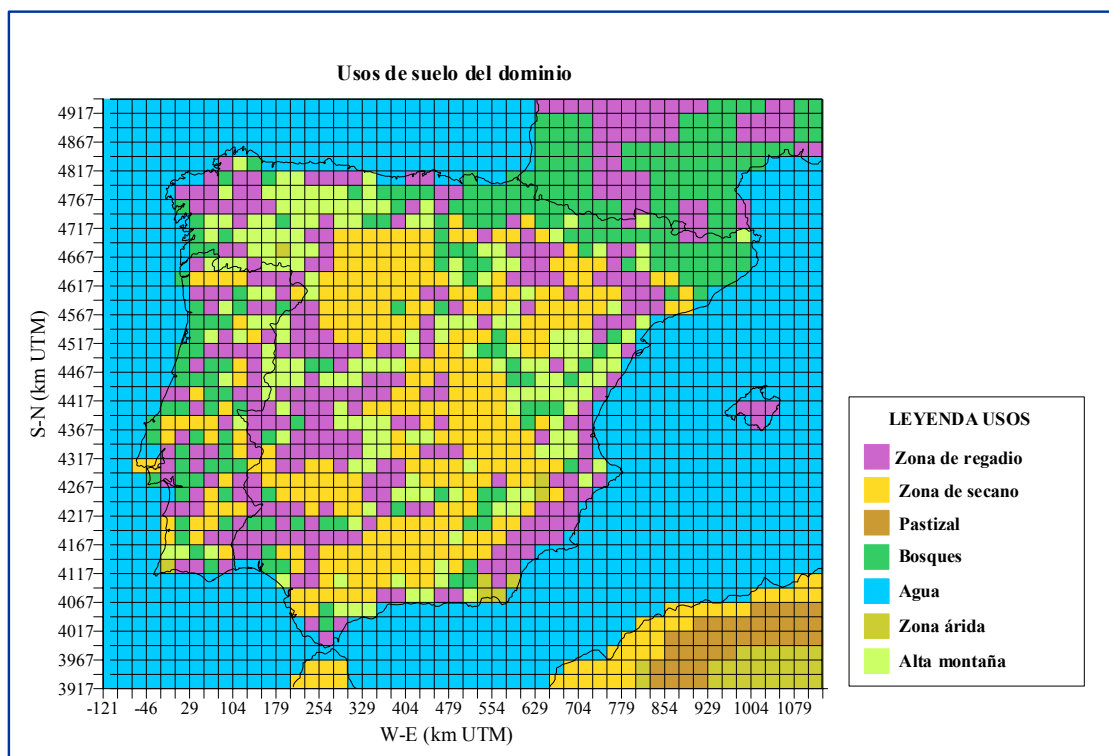


Fig. 5.6. Usos de suelo del dominio peninsular.

Debido al proceso de suavizado que se produce al considerar los usos de suelo de frecuencia máxima en celdas de 25×25 km, el número de categorías para estas simulaciones es inferior respecto de las realizadas en el capítulo anterior, en el que la resolución considerada permitía distinguir todas las categorías de usos del modelo.

5.2 DESCRIPCIÓN DE LAS SIMULACIONES

Las simulaciones peninsulares que se presentan en este capítulo se realizaron para un dominio cuyas coordenadas en kilómetros UTM fueron para la esquina SW del mismo de (-121.0, 3917.0) y para la esquina NE de (1129.0, 4942.0).

Por otra parte dichas simulaciones han sido realizadas considerando la nueva versión desarrollada del modelo CALMET, adaptada a la parametrización del periodo de crecimiento descrita en el capítulo anterior.

Este dominio comprende un área de 1250×1025 km² con una resolución de 25×25 km, como ya se ha comentado anteriormente. Dicho dominio estaba formado por 50

celdas en la dirección oeste-este y 41 en la norte-sur, e incluía toda la península Ibérica, sur de Francia y norte del continente africano.

Los días simulados por el modelo CALMET para los dos escenarios meteorológicos vienen resumidos en la tabla siguiente:

<i>TIPO</i>	<i>AÑO</i>	<i>MES</i>	<i>DIAS SIMULADOS</i>
II 92		Julio	14,15,16
V 92		Noviembre	20,21,22,23,24,25

Tabla 5.3. Días de las simulaciones para el dominio peninsular.

La información obtenida a partir de las simulaciones del modelo está formada por las isolíneas de capa de mezcla para todo el territorio nacional y resto de los países incluidos en el dominio.

Debido a que para este caso las aplicaciones del modelo incluyen superficies marinas, es necesario completar la información de entrada, con observaciones de la diferencia de temperatura aire-mar, temperatura del aire, humedad relativa y un valor de la capa de mezcla sobre el agua. Se han simulado 3 estaciones sobre las superficies marinas: en el mar Mediterráneo, mar Cantábrico y océano Atlántico. En cada una de ellas se ha incluido información de las variables anteriores proporcionada por el Instituto Oceanográfico español, estableciéndose un valor por defecto de capa de mezcla de 150 m.

5.3 RESULTADOS DEL MODELO

Las simulaciones peninsulares realizadas para los dos tipos de situaciones meteorológicas elegidas (baja térmica y anticiclón peninsular) se presentan a continuación para toda la península como isolíneas de capa de mezcla y como cortes verticales meridional y zonal por la celda en la que se encuentra Villanueva de la Cañada.

Las comparaciones realizadas entre las simulaciones mesoescalares mostradas en el capítulo anterior, y las peninsulares de l presente capítulo han de tener presente el diferente grado de resolución utilizado para ambos resultados (5x5 km y 25x25 km , respectivamente).

5.3.1 Simulaciones peninsulares en condiciones de baja térmica

El desarrollo de la baja térmica está estrechamente ligado al intenso calentamiento de los suelos y al contraste de dicho calentamiento con el entorno marino de nuestra península. El hecho de que la depresión térmica sea un sistema mesoescalar, implica que los mapas sinópticos diarios no sean los más adecuados para su análisis, siendo necesaria la elaboración de mapas en superficie de mayor resolución isobárica para poder apreciar la situación del centro de la baja y las zonas de máximo gradiente de presión. La característica más común de todas las bajas térmicas que se forman en el planeta es la tendencia a localizar su centro sobre los suelos más áridos lo que explica que en la península se forme preferentemente sobre la meseta sur, y que en ocasiones aparezca un segundo centro de baja presión más pequeño sobre la zona de Los Monegros en el valle del Ebro (Portela, 1994).

La enorme inhomogeneidad de nuestros suelos y la compleja topografía de la península tendrá unas importantes repercusiones en los valores de la altura de la capa de mezcla que en estas condiciones se desarrolle. La extrapolación de los resultados obtenidos en el capítulo anterior para la cuenca de Madrid (Fig. 4.7) a toda la península, permite suponer variaciones en el espesor de este estrato en función del tipo y elevación del suelo sobre el que se forme. La figura 5.7 muestra los resultados de las simulaciones para toda la península a las 10 y 12 UTC sobre los valores de topografía.

Los resultados presentados en la figura 5.7 muestran a las 10 UTC estratos de capa límite que no superan los 1800 m en todo el dominio. Cabe destacar, sin embargo, la diferente distribución espacial de los valores de capa de mezcla, de forma que, para la misma situación meteorológica el modelo reproduce valores inferiores a los 200 m en una franja que comprende Galicia, la cordillera cantábrica y los Pirineos, mientras que sobre la meseta norte y sur, la zona de Los Monegros y Extremadura, los valores a esas horas son considerablemente superiores, entre los 1000 y 1500 m. Estas diferencias

ponen de manifiesto la compleja estructura espacial de la capa límite y demuestran la imposibilidad de realizar extrapolaciones sobre los resultados obtenidos en una determinada zona al resto del dominio peninsular.

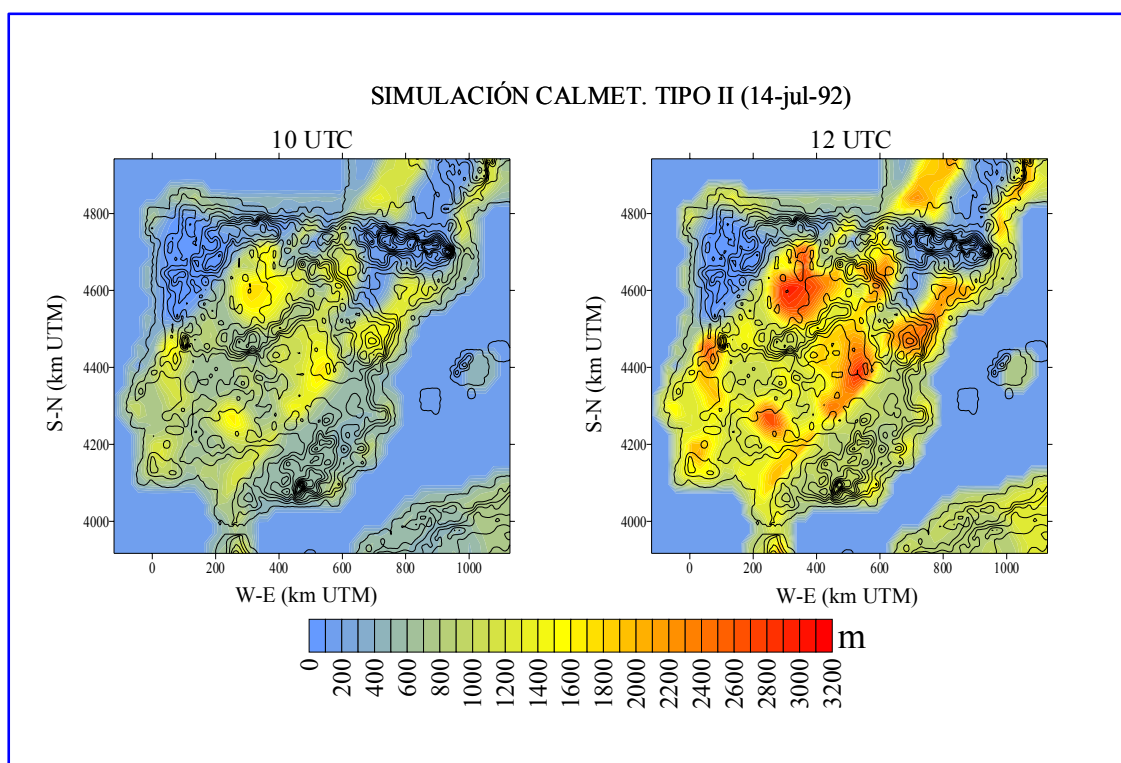


Fig. 5.7. Resultados peninsulares sobre la altura de la capa límite para el Tipo II.

Los resultados simulados por CALMET para este mismo día a las 12 UTC (Fig. 5.7), muestran el crecimiento de la capa límite en todo el dominio a excepción de la franja norte de la península, que mantiene valores por debajo de los 400 m. Existen tres aspectos interesantes a destacar a la vista de estos resultados. En primer lugar, el modelo reproduce para la zona centro (área de Madrid) unos valores de capa límite del orden de los 1200 m, considerablemente inferiores a los alcanzados en la meseta norte, Extremadura, valle del Ebro hasta la ladera sur de los Pirineos y al sureste de Castilla-La Mancha, en donde se alcanzan estratos de mezcla del orden de los 2800 m. Este resultado conduce a pensar que el crecimiento de la capa de mezcla para las condiciones de baja térmica puede ser superior al que experimentalmente se ha estudiado en la cuenca de Madrid a pesar de tener presente que estos resultados están condicionados por la disminución en el grado de resolución de las simulaciones peninsulares comparadas con las anteriores.

En segundo lugar, los resultados obtenidos están en concordancia con los usos de suelo que en el modelo han sido definidos (Fig. 5.6), de forma que puede comprobarse cómo los mayores valores de capa de mezcla se alcanzan en las zonas en las que el uso predominante fue definido con la categoría de secano, frente a aquellos en los que los usos estaban más relacionados con categorías de vegetación y bosques. Esto significa que la correcta definición de las categorías de usos de suelo es un factor importante por su relación con los resultados simulados de la altura de la capa límite.

En tercer lugar, los resultados del modelo en la franja costera son coherentes con las investigaciones realizadas en estos entornos, en los que se desarrollan estratos de mezcla más pequeños que los que se producen en las regiones interiores debido a la interacción entre la capa límite y la capa interna marina (Kondo y Gambo, 1979; Steyn y Oke, 1982; Hsu, 1983; Lieman y Alpert, 1992). La evolución temporal y espacial de la capa de mezcla costera está muy condicionada por el desarrollo de la brisa (Berman et al., 1999), fenómeno que no puede ser analizado en este contexto debido a la resolución utilizada en las simulaciones peninsulares.

En cualquier caso, estos resultados confirman que la altura de la capa de mezcla en terrenos de topografía compleja está fuertemente influenciada por las circulaciones mesoescalares y su interacción con el forzamiento sinóptico así como por los flujos de calor y la estabilidad térmica de la atmósfera.

5.3.2 Simulaciones peninsulares en condiciones anticiclónicas

Las simulaciones realizadas en este apartado corresponden a la situación anticiclónica peninsular representada por el Tipo V en el capítulo anterior y vienen recogidas en la figura 5.8. Los resultados confirman la homogeneidad de los valores de capa de mezcla para todo el dominio a las 10 UT UTC cuando las condiciones meteorológicas vienen determinadas por este tipo de anticiclones persistentes. Los máximos simulados oscilan entre los 400 y 600 m, excepto en una pequeña área cercana a la cordillera cantábrica en la que se alcanzan valores próximos a los 1000 m. Esta diferencia se debe a que el sondeo de temperatura de la estación más cercana a esta zona (estación de radiosondeos en Santander) no presenta la fuerte inversión de subsidencia que para las demás de las estaciones reflejaban los radiosondeos. Esta diferencia

permite aumentar la capa de mezcla por encima de los valores encontrados en el resto del dominio peninsular.

A las 12 UTC (Fig. 5.8), los resultados de l modelo son similares a los obtenidos en el dominio mesoescalar en el centro de la península (Fig 4.13), en donde se siguen obteniendo estratos de mezcla por debajo de los 600 m. Destaca una amplia región en la que los valores siguen manteniéndose en estratos de reducido espesor (por debajo de los 400 m) en Galicia y dos tercios de Portugal, así como también al noreste del Sistema Central. Estos resultados confirman la escasa penetración vertical de la capa límite para este tipo de condiciones meteorológicas.

Es importante destacar, en cualquier caso, que a pesar de que existe una mayor homogeneización de los resultados en esta situación comparada con la anterior, la estructura de la capa de mezcla presenta fuertes contrastes espaciales, como queda de manifiesto en las simulaciones presentadas.

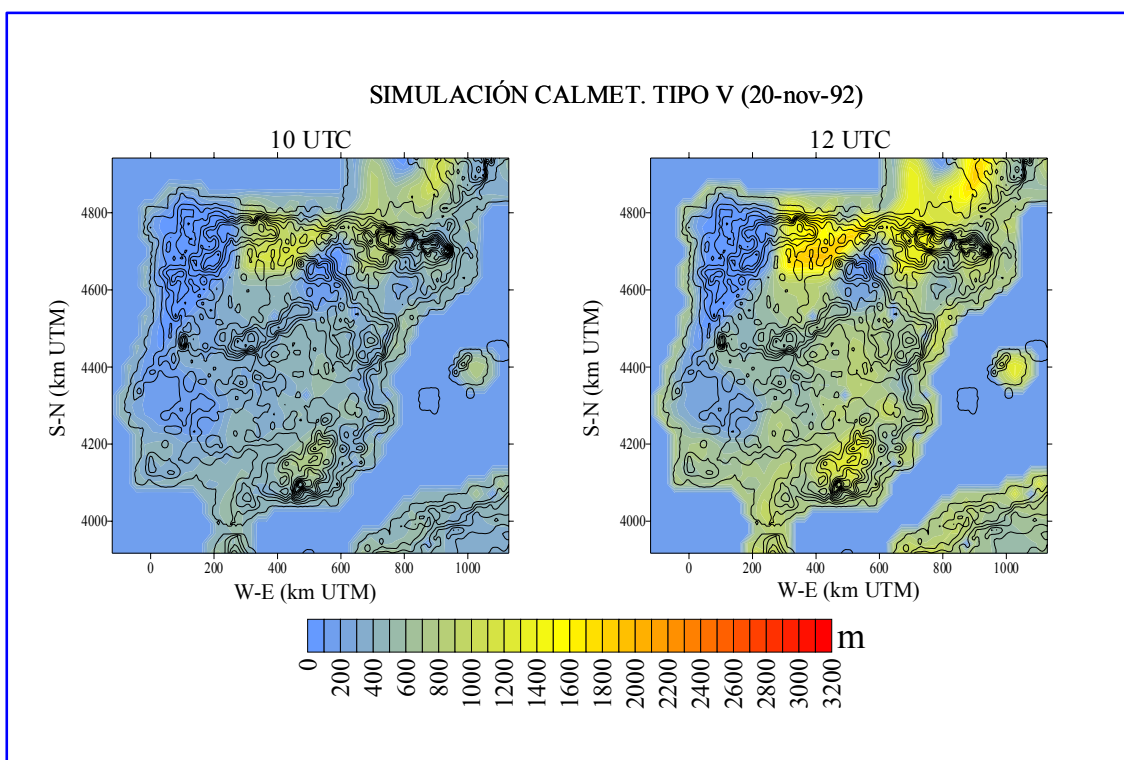


Fig. 5.8. Resultados peninsulares sobre la altura de la capa límite para el Tipo V.

5.3.3 Cortes verticales meridianos y zonales de la capa de mezcla

Las simulaciones realizadas para toda la península permiten realizar unos cortes verticales, similares a los realizados para el capítulo anterior, por la celda más cercana a Villanueva de la Cañada, en la dirección norte-sur y en la dirección este-oeste. Los resultados se muestran en la figura 5.9 para los primeros días de las simulaciones realizadas.

El corte vertical en la dirección norte-sur del día 14 de julio de 1992 muestra el crecimiento de la capa de mezcla para toda la península en condiciones de baja térmica. Los resultados confirman la penetración vertical de las células convectivas desarrolladas, así como el rápido ritmo de crecimiento que en esta situación se manifiesta. Destacan en esta figura unos estratos de mezcla del orden de unos 800 m más altos al norte del Sistema Central comparados con los del resto del dominio, resultado discutido en el apartado anterior, y que confirma que el modelo reproduce para algunas zonas de la península estratos de mezcla superiores a los registrados en la cuenca de Madrid. La importancia de este resultado reside en el hecho de poder considerar un crecimiento de mezcla más rápido y más profundo que el detectado en la zona centro de la península Ibérica dependiendo de la región en la que estas células se desarrollen en condiciones de intensa convección. Una explicación a este comportamiento puede deberse al considerar que la penetración de estas células depende de las características térmicas de la atmósfera, de forma que cuanto mayor sea el contraste térmico, mayor será la flotabilidad de dichas células y mayor será su alcance vertical. Esta podría ser la razón de que, a igualdad de las restantes condiciones, la capa de mezcla sea más elevada hacia el norte del dominio, comparada con los resultados en el sur. Por otra parte, este corte meridiano del día 14 de julio muestra la simetría de la columna de aire recalentada sobre la península con una clara disminución de los valores de capa de mezcla cerca de las costas. La resolución con la que se han realizado las simulaciones tan solo permite apreciar el crecimiento de la capa de mezcla tierra adentro pero no su vinculación con la capa límite interna, desarrollada en condiciones de brisa como las que tienen lugar en épocas estivales, como se había adelantado en el apartado anterior.

Respecto del corte zonal del día 14 de julio, los resultados muestran los estratos de mezcla en la dirección oeste-este y el crecimiento de este estrato dependiendo de la topografía. Destacan claramente los elevados valores de mezcla sobre los dos últimos picos topográficos que representan el Sistema Ibérico. La capa de mezcla desarrollada sobre esa zona alcanza valores de unos 2400 m a las 12 UTC, lo indica de nuevo, que la velocidad de crecimiento de la capa de mezcla depende del tipo de superficie sobre la que se desarrolle.

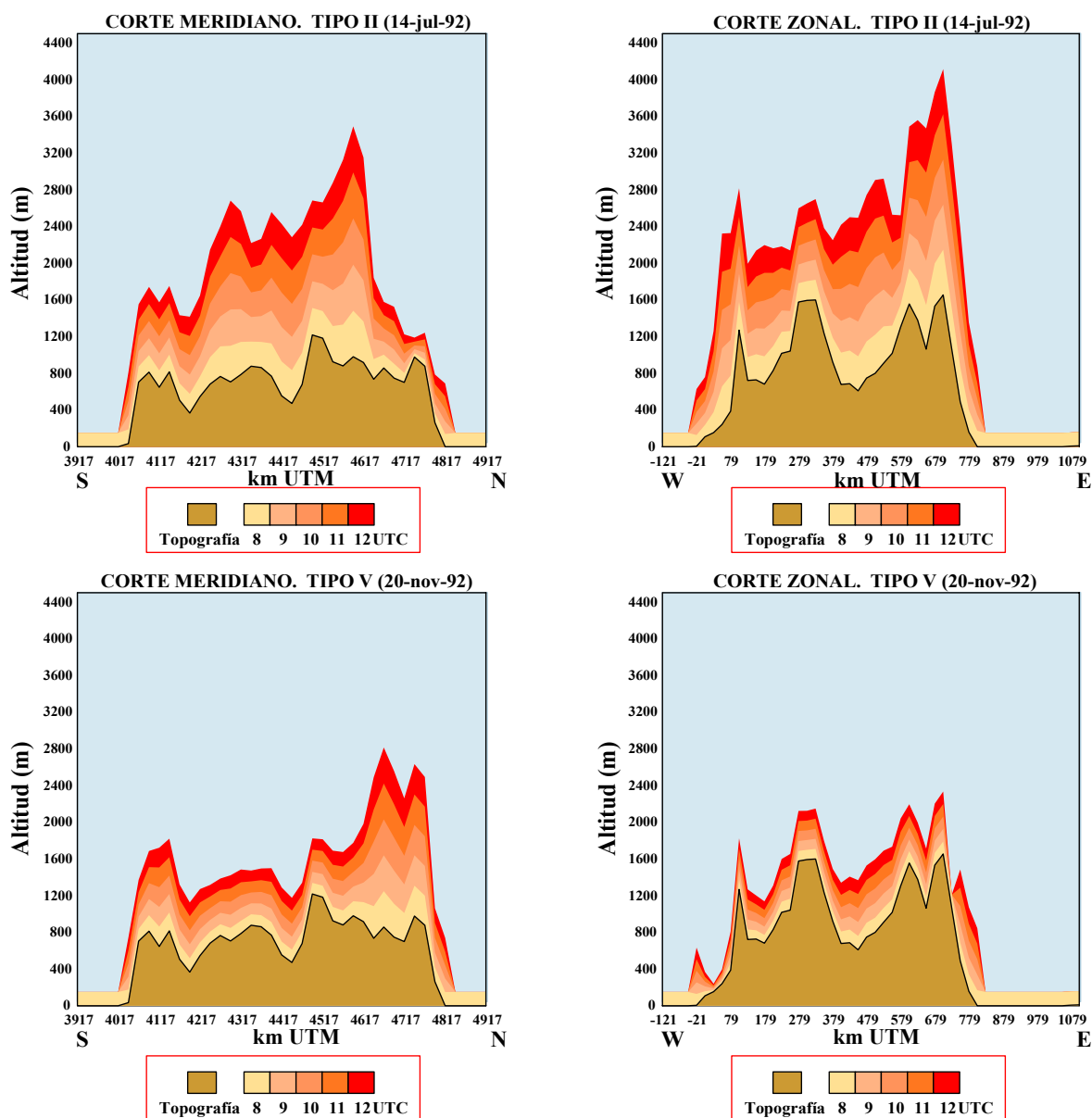


Fig. 5.9. Cortes verticales meridiano y zonal de la península Ibérica.

Respecto de los resultados del día 20 de noviembre, la figura 5.9 muestra, en el corte meridiano, la diferente penetración vertical de la actividad turbulenta de la atmósfera cuando las condiciones están asociadas a anticiclones persistentes peninsulares. Destaca en dicha figura una simetría inversa a la de la baja térmica para el mismo corte meridiano, es decir, valores más altos en el sur y norte peninsular respecto de los estratos alcanzados en las zonas interiores, en las que la capa de mezcla se encuentra por debajo de los 800 m a las 12 UT C. Los valores más altos de capa límite en el norte peninsular podría estar relacionados con la influencia que, para esa zona, tiene la presencia del borde de un frente frío asociado a una depresión próxima a las Islas Británicas. Para estas zonas, los valores más altos se encuentran sobre los 1600 m. Los valores del sur, pueden corresponder a la elevación de la capa límite por efecto topográfico del Sistema Bético y Penibético.

El corte zonal para ese mismo día demuestra la escasa penetración de los estratos de mezcla en estas condiciones. El crecimiento horario es reducido y las líneas que representan la penetración de la actividad turbulenta de la atmósfera en estas condiciones siguen fielmente las características topográficas de la superficie sobre la que se desarrolla, como si fueran líneas de corriente. Los resultados demuestran que las diferencias en los valores de la capa de mezcla en la dirección sur-norte son más acusadas que los que se encuentran en la dirección oeste-este para estas condiciones, debido a la predisposición de estos anticiclones a centrarse preferentemente en la mitad sur de la península Ibérica.

5.4 RESUMEN Y CONCLUSIONES

Los resultados sobre el comportamiento de la altura de la capa de mezcla a escala peninsular mediante la aplicación del modelo CALMET mejorado, conducen a las siguientes conclusiones:

1. La influencia sinóptica en la evolución de la altura de la capa de mezcla se traduce en resultados enormemente diferentes según las zonas geográficas de nuestro país debido a su topografía compleja y a la diferencia entre los usos de suelo.

2. El espesor de capa límite simulado con el modelo meteorológico CALMET muestra una alta sensibilidad de este parámetro a la estructura térmica vertical de la atmósfera dada por los sondeos termodinámicos y también a la definición de las categorías de los usos de suelo, de forma que estos dos parámetros de entrada han de ser cuidadosamente elaborados cuando se realizan simulaciones con este código.
3. El modelo ofrece resultados satisfactorios y coherentes sobre este parámetro a escala peninsular con las características de las situaciones meteorológicas analizadas. Dichas situaciones comprenden dos estados extremos de evolución de la capa límite y han demostrado que no pueden realizarse extrapolaciones espaciales sobre el comportamiento de dicha capa debido a la diversidad geográfica de nuestro país.
4. Los cortes verticales meridiano y zonal muestran una intensa penetración vertical de las células convectivas desarrolladas en la situación de baja térmica, mayor a medida que nos alejamos de las zonas costeras.
5. La escasa mezcla turbulenta de la situación anticiclónica peninsular y el débil crecimiento temporal del espesor de capa límite es coherente con la estabilidad que caracteriza dicha situación, tal y como ha podido comprobarse en los cortes verticales. Tanto en esta situación como en la anterior, las diferencias entre distintas zonas peninsulares respecto del valor de capa límite son muy acusadas.

CAPITULO 6

CONCLUSIONES GENERALES Y FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN

6.1 Conclusiones generales

Esta memoria ha estado dedicada al estudio de la capa de mezcla atmosférica, concretamente, a la investigación de cómo evoluciona a lo largo del día el espesor de esta capa dependiendo del marco sinóptico en el que se desarrolla. Los escenarios meteorológicos analizados han sido los siguientes: (I) Depresión en las Islas Británicas, (II) Baja térmica peninsular, (III) Anticiclón europeo, (IV) Invasión de masas de aire frío en altura y (V) Anticiclón peninsular, situaciones que representan algunas de las más frecuentes y típicas en la climatología sinóptica en la península Ibérica.

El estudio presentado ha abarcado la vía experimental y el campo teórico. La primera vía ha permitido establecer una base de conocimiento sobre la evolución diurna del espesor de la capa de mezcla en función del estudio y análisis de los resultados experimentales. El terreno teórico, con el que se ha intentado reproducir lo que experimentalmente ha sido encontrado, ha sido discutido, analizado y mejorado en el contexto del modelo meteorológico CALMET perteneciente a la Agencia de Protección Medioambiental (EPA) de los EE.UU.

La consecución de los objetivos que se plantearon y que han ido describiéndose en los capítulos anteriores de esta memoria, ha dado como resultado las siguientes conclusiones generales:

1. La altura de la capa de mezcla evoluciona a lo largo del día siguiendo un comportamiento ondulatorio asimétrico. Dicho comportamiento es más acusado cuando las condiciones dominantes en su desarrollo vienen gobernadas por aspectos convectivos frente a los mecánicos.
2. Las condiciones sinópticas dominantes determinan el ritmo y duración de su desarrollo a lo largo del día, así como el alcance máximo vertical.

3. En todas las situaciones meteorológicas analizadas, se han encontrado resultados satisfactorios en los ajustes experimentales a partir de un modelo de regresión polinómico de tercer grado, configurándose este modelo, como una propuesta que permite obtener una evolución completa de este parámetro sin discontinuidades a lo largo del día relacionadas con los periodos de transición día-noche.
4. El estudio experimental del periodo de crecimiento de espesor de mezcla ha permitido comprobar la tendencia cercana a la linealidad en los casos estudiados, excepto cuando las condiciones meteorológicas vienen representadas por una baja térmica, en la que la tendencia es cercana al cuadrado de la variable tiempo.
5. La parametrización de la evolución diurna de la altura de la capa límite en función de las expresiones de la teoría de semejanza adaptadas en el modelo meteorológico CALMET, ofrece resultados satisfactorios tanto en la forma de dicha evolución como en la escala temporal de su desarrollo. Existen, sin embargo, sobreestimaciones en los primeros valores diarios en todas las situaciones analizadas y una subestimación del máximo de mezcla en condiciones de baja térmica.
6. La comparación de los resultados del modelo con las medidas experimentales ha permitido desarrollar una aproximación teórica para el periodo de crecimiento de la capa de mezcla que ha mejorado los resultados simulados por el modelo CALMET, disminuyendo las sobreestimaciones encontradas y reproduciendo acertadamente el valor máximo del estrato de mezcla en condiciones fuertemente convectivas como las de la baja térmica peninsular.
7. Los resultados simulados para el dominio mesoescalar muestran la influencia que la topografía tiene en los valores de la capa de mezcla, presentando un débil crecimiento y una menor penetración vertical en las zonas montañosas del dominio.
8. La estructura vertical representada en los cortes meridianos a mesoescala ha mostrado el diferente ritmo de crecimiento de la altura de la capa de mezcla en función de la topografía y de las condiciones meteorológicas analizadas. Dicho crecimiento es más acusado en condiciones en las que dominan los aspectos

convectivos como el de la baja térmica y el anticiclón europeo, y considerablemente menor bajo la influencia de condiciones más cercanas a las características mecánicas como las de la depresión en las Islas Británicas o en condiciones de invasión de masas de aire frío en altura. Destaca también el débil crecimiento y alcance vertical de la situación episódica representada por el anticiclón peninsular.

9. Los primeros resultados a escala peninsular de altura de capa de mezcla han permitido evaluar las diferentes características de este parámetro en función de la zona geográfica en la que se desarrolla. La inhomogeneidad de nuestras particularidades peninsulares, confirma la imposibilidad de realizar extrapolaciones sobre el comportamiento del espesor de este estrato para diferentes regiones.
10. Los cortes verticales meridiano y zonal a escala peninsular han permitido evaluar el diferente alcance vertical y ritmo de crecimiento de la capa de mezcla en dos condiciones de extremo grado de inestabilidad: el que acompaña a las fuertes células convectivas de la baja térmica y el asociado a la débil penetración vertical de las condiciones episódicas invernales representadas por el anticiclón peninsular.

Todos estos resultados sobre el conocimiento del espesor de capa límite y su evolución a lo largo del día configuran un interesante campo de discusión científica por sus importantes repercusiones en los estudios de calidad del aire, en los modelos de dispersión y en las predicciones de concentración de contaminantes atmosféricos que sufren transformaciones, se transportan y depositan en el seno de la capa límite.

6.2 Futuras líneas de investigación

A lo largo de esta memoria se ha intentado resolver algunas cuestiones fundamentales sobre el comportamiento de la altura de la capa límite desde dos perspectivas distintas. La primera ha estado enfocada a analizar la influencia sinóptica en los estratos de mezcla, lo que ha podido ser estudiado en profundidad para cinco tipos de situación meteorológica. La segunda ha estado orientada a analizar la dependencia temporal y el alcance de este estrato a lo largo del día. A medida que se iba dando respuesta a todos estos aspectos surgían nuevos interrogantes que precisarían disponer del marco de investigación adecuado para poder ser estudiados en profundidad.

Estas cuestiones que han surgido a lo largo de este trabajo hacen referencia a los siguientes aspectos:

I. Capa residual.

Como ha podido comprobarse en esta memoria, la evolución diaria de la altura de la capa límite presenta dos fases de transición al amanecer y al atardecer. En estas dos etapas, el conocimiento de la estructura y características de la capa residual podría ofrecer alguna explicación a la caída brusca al final del día del espesor de la capa de mezcla como consecuencia del desequilibrio turbulento que en esta fase del día tiene lugar. La realización de sondeos meteorológicos en esta etapa sería de gran ayuda para analizar experimentalmente las características de la memoria turbulenta que se manifiesta en la capa límite. Los avances en este terreno permitirían mejorar los resultados sobre niveles de contaminación simulados con modelos de dispersión.

Por otra parte, el aumento de la concentración de contaminantes, como el ozono, durante las primeras horas de la mañana encuentra muchas respuestas al considerar el proceso de fumigación que se produce al ponerse en contacto la capa residual enriquecida con este contaminante de días anteriores y las capas de aire más profundas (Plaza et al., 1997), lo que justifica el interés que despierta el estudio de dicha capa.

II. Extrapolación de resultados.

La definición y estudio de diferentes escenarios meteorológicos permitiría analizar la posibilidad de extrapolar los resultados obtenidos en la caracterización experimental a otras situaciones distintas de las analizadas en la presente memoria, para la cuenca de Madrid. En este sentido, la realización de campañas específicas junto con ejercicios de modelización permitiría ampliar los resultados presentados.

Al mismo tiempo, la existencia de otros modelos de regresión polinómicos de tercer grado para otras situaciones abriría la posibilidad de estudiar la

interpretación teórica de los coeficientes del modelo encontrados experimentalmente. La dependencia del flujo de calor sensible con el tiempo en términos de una función sinusoidal podría ser el punto de partida para encontrar el modelo de regresión que describiera la evolución de la altura de la capa de mezcla a lo largo del día sin ninguna discontinuidad temporal.

III. Evaluación de métodos experimentales.

La evaluación de otros métodos instrumentales de cálculo de la altura de la capa de mezcla, con equipos como el sodar, lidar, etc., y de otros procedimientos indirectos en función de la medida del flujo de calor sensible y latente del suelo, el grado de humedad, etc., permitiría estudiar en detalle, la posibilidad de armonizar procedimientos instrumentales para calcular este parámetro.

IV. Modificación de la parametrización del modelo.

Las expresiones que han servido para describir la evolución de la capa de mezcla a lo largo del día podrían modificarse para incluir el efecto de entrada de aire cálido en la cima de dicha capa en función del número de Richardson, fenómeno que sin duda, podría mejorar los resultados que se han obtenido. Al mismo tiempo, la variación estacional de la razón de Bowen sería otra interesante aportación a la parametrización que utiliza el modelo, debido a las diferencias que este parámetro presenta a lo largo del año.

V. Intercomparación de modelos meteorológicos y estudios de sensibilidad.

La evaluación de la sensibilidad de distintos modelos de calidad del aire y meteorológicos a la altura de la capa de mezcla y los ejercicios de intercomparación de diferentes modelos meteorológicos (de pronóstico y diagnóstico) permitiría evaluar las diferentes parametrizaciones, los resultados sobre la evolución temporal, los datos iniciales y las hipótesis restrictivas que, como en el caso de EMEP, pueden presentar importantes repercusiones en las políticas nacionales de reducción de emisiones de contaminantes atmosféricos.

REFERENCIAS

- Allwine, K. J., W. F. Dabberdt, and L.L. Simmons, 1998: Peer review of the CALMET/CALPUFF modeling system. KEVIRC Company Inc. Durham, NC. EPA Contract No., 68-D-98-092. Work Assignment No. 1-03. 160 pp.
- André, J. C., G. De Moor, P. Lacarrere, and R. Du Vachat, 1976 a: Turbulence approximation for inhomogeneous flows: part I. The clipping approximation. *J. Atmos. Sci.*, 33, 476-481.
- André, J. C., G. De Moor, P. Lacarrere, and R. Du Vachat, 1976 b: Turbulence approximation for inhomogeneous flows: part II. The numerical simulation of penetrative convection experiment. *J. Atmos. Sci.*, 33, 482-491.
- Anfossi, D., P. Bacci, and A. Longhetto, 1974 : An application of lidar technique to the study of the nocturnal radiation inversion. *Atmos. Environ.*, 8, 537-541.
- Anfossi, D., P. Bacci, and A. Longhetto, 1976: Forecasting of vertical temperature profiles in the atmosphere during nocturnal radiation inversions from air temperature trend at screen height. *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, 102, 173-180.
- Angevine, W. M., A. B. White, and S. K. Avery, 1994: Boundary layer depth and entrainment zone characterisation with a boundary-layer profiler. *Bound.-Layer Meteor.*, 68, 375-385.
- Aron, R., 1983: Mixing height-an inconsistent indicator of potential air pollution concentrations. *Atmos. Environ.*, 17, 2193-2197.
- Arya, S. P. S., and A. Sundararajan, 1976: An assessment of proposed similarity theories for the atmospheric boundary layer. *Bound.-Layer Meteor.*, 10, 149-166.
- Arya, S. P. S., 1981: Parameterizing the height of the stable atmospheric boundary layer. *J. Appl. Meteor.*, 20, 1192-1202.

-
- Arya, S. P. S., 1988: Introduction to micrometeorology. International Geophysics Series. Academic Press. New York. 303 pp.
- Ayuntamiento de Villanueva de la Cañada, 2001: Villanueva de la Cañada. Primer contacto con su medio natural. 23 pp.
- Ball, F. K., 1960: Control of inversion height by surface heating. *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, 86, 483-494.
- Batchvarova, E., and S. E. Gryning, 1991: Applied model for the growth of the daytime mixed layer. *Bound.-Layer Meteor.*, 56, 260-274.
- Batchvarova, E., and S. E. Gryning, 1994: An applied model for the height of the daytime mixed layer and the entrainment zone. *Bound. Layer Meteor.*, 71, 311-323.
- Battaglia, C., 1999: CALPUFF and SAFE_AIR: comparisons and testing against fields experiments above hilly terrain. Sixth international conference on harmonization. Abstract Proceedings. Rouen. Francia.
- Beljaars, A., 1992: The parametrization of the planetary boundary layer. Lecture Series. ECMWF. 73 pp.
- Benkley, C.W., and L. L. Schulman, 1979: Estimating hourly mixing depths from historical meteorological data. *J. Appl. Meteor.*, 18, 772-780.
- Berkowicz, R., and L. Prahm, 1982: Sensible heat flux estimated from routine meteorological data by the resistance method. *J. Appl. Meteor.*, 21(12). 1845-1864.
- Berman, S., J. Y. Ku, and S. T. Rao, 1999: Spatial and temporal variation in the mixing depth over the Northeastern United States during the summer of 1995. *J. Appl. Meteor.*, 38, 1661-1673.

- Betts, A.K., 1973: Non-precipitating cumulus convection and its parameterization. *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, 99, 178-196.
- Blackadar, A. K., 1957: Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 38, 283-290.
- Blackadar, A. K., 1976: Modeling the nocturnal boundary layer. Preprints Third Symp. Atmospheric Turbulence, Diffusion and Air Quality, Raleigh, *Amer. Meteor. Soc.*, 46-49.
- Blackadar, A. K., 1962: The vertical distribution of the wind and turbulent exchange in a neutral atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 67, 3095-3102.
- Blackadar, A. K., and H. Tennekes, 1968: Asymptotic similarity in neutral, barotropic planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, 25, 1015-1020.
- Blackadar, A. K., 1979: High resolution models of the planetary boundary layer. In: J. R. Pfafflin, E. N. Zeigler (Eds.). *Advance in environmental science and engineering*, Vol. 1, Gordon and Breach, New York, 50-85.
- Bornstein, R. D., P. Grossi, and G. Schayes, 1996: Topographic Vorticity-Mode Mesoscale- β (TVM) model. Part II: Evaluation. *J. Appl. Meteor.*, 35, 1824-1834.
- Briggs, G. A., 1982: Simple substitutes for the Obukhov length. Proceeding 3rd Joint Conference on Applic. of Air Poll. Meteor., Amer. Meteor. Soc., Boston, MA, 68-71.
- Brost, R. A., and J. C. Wyngaard, 1978: A model study of the stable stratified planetary boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 35, 1427-1440.
- Brotzge, J. A., and K. C. Crawford, 2000: Estimating sensible heat flux from the Oklahoma Mesonet. *J. Appl. Meteor.*, 39, 102-116.

- Businger, J. A., J. C. Wyngaard, and Y. Izumi, 1971: Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, 28, 181-189.
- Capuano, M. E., and M. K. Atchison, 1984: Worldwide mean mixed layer heights based on an 8-year study period. Conf. Vol., Fourth Joint Conf. On Applications of Air Pollution Meteorology. 16-19 Oct. Portland OR., Amer. Meteor. Soc., 198-201.
- Carson, D.J., 1973: The development of a dry inversion-capped convectively unstable boundary layer. *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, 99, 450-467.
- Castro, M., C. Fernández, and M. A. Gaster, 1993: Description of a meso-scale atmospheric numerical model. *Mathematics, Climate and Environment. Ed. Masson*, 230-253.
- Chen, W., H. Kusze, A. Uchiyama, Y. Suzuki, and N. Takeuchi, 2001: One-year observation of urban mixed layer characteristics at Tsukuba, Japan using a micro pulse lidar. *Atmos. Environ.*, 35, 4273-4280.
- Clifford, S. F., J. C. Kaimal, and R. G. Strauch, 1994: Ground-based remote profiling in atmospheric studies: an overview. *Proceedings of IEEE* 82(3), 313-355.
- Coulter, R.L., 1979: A comparison of three methods for measuring mixing-layer height. *J. Appl. Meteor.*, 18, 1495-1499.
- Crespí, S. N., B. Artíñano, and H. Cabal, 1995: Synoptic classification of the mixed-layer height evolution. *J. Appl. Meteor.*, 34(7), 1666-1677.
- Cuxart, J., C. Yagüe, G. Morales, E. Terradellas, J. Orbe, J. Calvo, A. Fernández, M. R. Soler, C. Infante, P. Buenestado, A. Espinalt, H. E. Joergensen, J. M. Rees, J. Vilá, J. M. Redondo, I. R. Cantalapie dra, and L. Conangla, 2000: Stable atmospheric boundary-layer experiment in Spain (SABLES 98): A report. *Bound.-Layer Meteor.*, 96, 337-370.

- Dayan, U., R. She nnav, and M. Graber, 1988: The spatial and temporal behavior of the mixed layer in Israel. *J. Appl. Meteor.*, 27, 1382-1394.
- De Bruin, H. A. R., W. Kohsiek, and B. J. J. M. Van den Hurk, 1993: A verification of some methods to determine the fluxes of momentum, sensible heat, and water vapour using standard deviation and structure parameter of scalar meteorological quantities. *Bound.-Layer Meteor.*, 63, 231-257.
- Deardorff, J. W., 1967: Empirical dependence of the eddy coefficient for heat upon stability above the lowest 50 m. *J. Appl. Meteor.*, 6, 631-643.
- Deardorff, J. W., G. E. Willis, and D. K. Lilly, 1969: Laboratory investigations of non-steady penetrative convection. *J. Fluid Mech.*, 35, 7-31.
- Deardorff, J. W., 1971: Rate of growth of the nocturnal boundary layer. Paper presented at AMS Symposium on Air Pollution, Turbulence and Diffusion, Las Cruces, NCAR, N°71-246, 8 pp.
- Deardorff, J. W., 1972a: Numerical investigation of neutral and unstable planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, 29, 91-115.
- Deardorff, J. W., 1972b: Parameterization of the planetary boundary layer for use in general circulation models. *Mon. Wea. Rev.*, 100, 93-106.
- Deardorff, J. W., G. E. Willis, and B. H. Stockton, 1980: Laboratory studies of the entrainment zone of a convectively mixed layer. *J. Fluid. Mech.*, 100, 41-64.
- DeHeer-Amissah, A., U. Hogstrom, and S. Smedman-Hogstrom, 1981: Calculation of sensible and latent heat fluxes, and surface resistance from profile data. *Bound. Layer Meteor.*, 20, 35-49.
- Delage, Y., 1974: A numerical study of the nocturnal atmospheric boundary layer. *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, 100, 351-364.

- DeMarrais, G. A., 1961: Vertical temperature differences observed over an urban area. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 42, 548-554.
- Douglas, S., and R. Kessler, 1988: User's guide to the diagnostic wind field model (version 1.0). System applications, Inc., San Rafael, CA. 44 pp.
- Draxler, R.R., 1979: Estimating vertical diffusion from routine meteorological tower measurements. *Atmos. Environ.*, 13, 1559-1564.
- Driedonks, A. G. M., 1982: Models and observations of the growth of the atmospheric boundary layer. *Bound.-Layer Meteor.*, 23, 283-306.
- Duckworth, F. S., and J. S. Sandberg, 1954: The effect of cities upon horizontal and vertical temperature gradients. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 35, 198-207.
- Dyer, A. J., and B. B Hicks, 1970: Flux-gradient relationships in the constant flux layer. *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, 96, 715-721.
- Dyer, A. J., 1974: A review of flux-profile relations. *Bound.-Layer Meteor.*, 1, 363-372.
- Dyer, A. J., and E. F. Bradley, 1982: An alternative analysis of flux-gradient relationships at the 1976 ITCE. *Bound.-Layer Meteor.*, 22, 3-19.
- Ebel, U., H. Kraus, and E. Schaller, 1981: The inversion capped ABL of the winter Monsoon over the East China Sea during A MTEX. *J. Meteor. Soc. of Japan*, 59(5), 739-752.
- Echagüe, G., 1979: Metodología para la realización del modelo gaussiano de difusión de Pasquill-Gifford para focos puntuales. Memoria para optar al grado de licenciado en Ciencias Físicas. Facultad de Ciencias Físicas. Universidad Complutense de Madrid.

- Eliassen, A., and J. Saltbones , 1983: Modelling of long-range transport of sulphur over Europe: a two-year model run and some model experiments. *Atmos. Environ.*, 17(8), 1457-1473.
- Estournel, C., and D. Guedalia, 1987: A new parameterization of eddy diffusivities for nocturnal boundary layer modeling. *Bound.- Layer Meteor.*, 39, 191-203.
- Fay, B., R. Schrodin, I. Jacobsen, and D. Engelbart, 1997: Validation of mixing heights derived from the operational NWP models at the German Weather Service. In: The determination of the mixing height: current process and problems EURASAP Workshop Proceedings, 1-3 Oct 1997, Report Riso-R-997 (EN), ISBN 87-550-2325-8, Riso National Laboratory, Roskilde, Denmark, 55-58.
- Fisher, B. E. A., J. J. Erbrink, S. Finardi, P. Jeannet, S. Joffre, M. G. Morselli, U. Pechinger, P. Seibert, and D. J. Thomson (Eds.), 1998: COST Action 710-Final Report. Harmonisation of the pre-processing of meteorological data for atmospheric dispersion models. L- 2985 European Commission, Luxembourg, EUR 18195 EN (ISBN 92-828-3302-X).
- Fitzjarrald, D.R., and M. Garstang, 1981: Vertical structure of the tropical boundary layer. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 1512- 1526.
- Fletcher, R., and M. J. D. Powell, 1963: A rapidly convergent descent method for minimization. *Computer Journal*, 6, 163-168.
- Fletcher, R., and C. M. Reeves, 1964: Function minimization by conjugate gradients. *Computer Journal*, 7, 149-154.
- Fletcher, R., 1972: Fortran subroutines for minimization by Quasi-Newton methods. United Kingdom Atomic Energy Authority. Research group Report. Theoretical Physics Division, Atomic Energy Research Establishment. Harwell, Berkshire. 20 pp.

- Font, I., 1983: Climatología de España y Portugal. Ed. Instituto Nacional de Meteorología, 296 pp.
- Fujita, T. T., 1963: Analytical mesometeorology: A review. In Severe Local Storms, Meteor. Monogr. 5(27). American Meteorology Society, Boston, 77-125.
- Fujita, T. T., 1981: Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales. *J. Atmos. Sci.*, 38, 1512-1534.
- Gaetner, M. A., 1994: Aplicación de un modelo numérico de predicción meteorológica a la simulación de flujos atmosféricos a mesoescala en la zona centro de la Península Ibérica. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Físicas. UCM. 319 pp.
- Galinski, A.E., and D.J. Thomson, 1995: Comparison of three schemes for predicting surface sensible heat flux. *Bound. Layer Meteor.*, 72, 345-370.
- Gamo, M., and O. Yokoyama, 1979: Growth of the mixing depth and the diurnal variation of temperature and turbulence characteristics in the mixing layer. *J. Meteor. Soc. of Japan*, 57(2), 159-171.
- Gamo, M., 1988: Diurnal variations of the mixed layer characteristics at Tsukuba. *J. Meteor. Soc. of Japan*, 66(5), 691-701.
- Garratt, J. R., 1977: Review of drag coefficients over oceans and continents. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 915-29.
- Garratt, J. R., 1992. The atmospheric boundary layer. Cambridge University Press. 316 pp.
- Garret, A.J., 1981: Comparison of observed mixed-layer depths to model estimates using observed temperatures and winds, and MOS forecast. *J. Appl. Meteor.*, 20, 1277-1283.

- Godowitch, J. M., and J. K. S. Ching, 1980: Formation and growth of the nocturnal inversion layer at an urban and rural location. Proc. Of the 2nd Joint Conf. On Applications of Air Pollution Meteorology. *Amer. Meteor. Soc.*, Boston, MA, 8 pp.
- Godowitch, J. M., J. K., S. Ching, and J. F. Clarke, 1987: Spatial variation of the evolution and structure of urban boundary layer. *Bound.-Layer Meteor.*, 38, 249-272.
- Gryning, S. E., and E. Batchvarova, 1990: Simple model of the daytime boundary layer height. Proc. 9th Symp. Turbulence and Diffusion, *Amer. Meteorol. Soc.*, Roskilde, 379-382.
- Hanna, S. R., L. L. Schulman, R. J. Paine, J. E. Pleim, and M. Baer, 1985: Development and evaluation of the Offshore and Coastal Dispersion Model. *JAPCA*, 35, 1039-1047.
- Hanna, S. R., J. C. Weil, and R. J. Paine, 1986: Plume model development and evaluation. Report Number D034-500. Electric Power Research Institute. Palo Alto, CA.
- Hogstrom, U., 1988: Non-dimensional wind and temperature profiles in the atmospheric surface layer: a re-evaluation. *Bound.-Layer Meteor.*, 42, 55-78.
- Holtslag, A. A. M., and A. P. Van Ulden, 1982: Simple estimates of nighttime surface fluxes from routine weather data. KNMI Scientific Report, W.R. 82-4, 11 pp.
- Holtslag, A. A. M., and A. P. Van Ulden, 1983: A simple scheme for daytime estimates of the surface fluxes from routine weather data. *J. Clim. Appl. Meteor.*, 22, 517-529.
- Holtslag, A. A. M., and F. T. M. Nieuwstadt, 1986: Scaling the atmospheric boundary layer. *Bound.-Layer Meteor.*, 36, 201-209.

- Holtslag, A. A. M., and R. M. Van Westrhenen, 1991: Diagnostic derivation of boundary layer parameters from the outputs of atmospheric models. Air pollution modeling and its application VIII. Vol. 15. Ed. H. van Dop and D. G. Steyn, Plenum Press, NY.
- Holzworth, G. C., 1964: Estimates of mean maximum mixing depths in the contiguous United States. *Mon. Wea. Rev.*, 95(5), 235-242.
- Holzworth, G. C., 1967: Mixing depths, wind speeds and air pollution potential for selected locations in the United States. *J. Appl. Meteor.*, 5, 1039-1044.
- Holzworth, G. C., 1972: Mixing heights, wind speeds, and potential for urban air pollution throughout the contiguous United States. Environmental Protection Agency. Research Triangle Park, NC. 118 pp.
- Hosker, R. P., 1974: A comparison of estimation procedures for overwater plume dispersion. Proceedings, Symposium on Atmospheric Diffusion and Air Pollution. American Meteorological Society, Boston, MA.
- Hsu S. A., 1983: Measurements of the height of the convective surface boundary layer over an arid coast on the red sea. *Bound. Layer Meteor.*, 26, 391-396.
- Hufty, A., 1984: Introducción a la climatología. Ariel Geografía. Barcelona, 292 pp.
- INM, 1995: Claves PIL OT, TEMP y CLIMAT TEMP. Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente. Dirección General del Instituto Nacional de Meteorología. 52 pp.
- Itier B., 1980: Une méthode simplifiée pour la mesure du flux de chaleur sensible. *J. Rech. Atmos.*, 14(1), 17-34.
- Iversen, T., and E. Bergé, 1994: Status of the development of the multilayer Eulerian model at MSC-W. EMEP/MSC-W. Note 6/94.

- Jakobsen, H. A., E. Berge, T. Iversen, and R. Skalin, 1995: Status of the development of the multilayer Eulerian model. EM EP/MEC-W Note 3/95. Norwegian Meteorological Institute, P.O., Box 43, N-0313 Oslo, 3, Norway.
- Joffre, S. S., 1981: The physics of the mechanically driven atmospheric boundary layer as an example of air-sea interaction. *Univ. of Helsinki. Dept. of Meteor. Rep. N°20*, 75 pp.
- Kaimal, J. C., N. L. Abshire, R. B. Chaddwick, M.T., Decker, W. H. Hooke, R. A. Kropfli, W. D. Neff, and F. Pasqualucci, 1982: Estimating the depth of the daytime convective boundary layer. *J. Appl. Meteor.*, 21, 1123-1129.
- Karppinen, A., S. M. Joffre, J. Kukkonen, and P. Bremer, 1999: Evaluation of inversion strengths and mixing heights during extremely stable atmospheric stratification. Abstracts Proceedings. Sixth international conference on harmonization within atmospheric dispersion modelling for regulatory purposes. 10 pp.
- Kitaigorodskii, S. A., 1973: The physics of air-sea interaction. Israel Program for Scientific Translations. Jerusalem.
- Kitaigorodskii, S. A., and S. M. Joffre, 1988: In search of a simple scaling for the height of the stratified atmospheric boundary layer. *Tellus* 40 A, 419-433.
- Kohsiek, W., H. A. R. de Bruijn, H. The, and B. Van den Hurk, 1993: Estimation of sensible heat flux of semi-arid area using surface radiative temperature measurements. *Bound.-Layer Meteor.*, 63, 213-230.
- Kondo, H., and K. Gambo, 1979: The effect of the mixing layer on the sea breeze circulation and the diffusion of pollutants associated with land-sea breezes. *J. Meteor. Soc. of Japan*, 57(6), 560-575.
- Krautstrunk M., G. Neumann-Hauf, H. Schlager, O. Klemm, F. Beyrich, U. Corsmeier, N. Kalthoff, and M. Kotzian, 2000: An experimental study on the planetary

- boundary layer transport of air pollutants over East Germany. *Atmos. Environ.*, 34, 1247-1266.
- Landsberg, H.E., 1981: The urban heat island. Academic Press. New York.
- Lasser, A., and S. P. S. Arya, 1986: A comparative assessment of mixing-length parameterization in the stable stratified nocturnal boundary layer (NBL). *Bound.-Layer Meteor.*, 36, 53-70.
- Lena, F., and F. Desiato, 1999: Intercomparison of nocturnal mixing height estimate methods for urban air pollution modelling. *Atmos. Environ.*, 33, 2385-2393.
- Lieman, R., and P. Alpert, 1992: Investigation of the temporal and spatial variations of PBL height over Israel. Air Pollution Modeling and its Application IX, 17. Ed H. van Dop and G. Kallos, Plenum Press, New York, 1992. 231-238.
- Lilly, D. K., 1968: Models of cloud-topped mixed layers in a stratified fluid. *J. Fluid Mech.*, 71, 385-405.
- Mahrt, L., 1979: Penetrative convection at the top of a growing boundary layer. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 105, 469-485.
- Mahrt, L., 1981: The early evening boundary layer transition. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 107, 329-343.
- Mahrt, L., J. C. Andrade and R. C. Heald, 1982: (Not e) On the depth of the nocturnal boundary layer. *J. Appl. Meteor.*, 21, 90-97.
- Marsden, R. F., G. A. McBeane, and B. A. Proctor, 1993: Momentum and sensible heat fluxes calculated by the dissipation technique during the ocean storms project. *Bound.-Layer Meteor.*, 63, 23-38.
- Martín, F., S. N. Crespí, and M. Palacios, 2001a. Simulations of mesoscale circulation in the center of the Iberian Peninsula for thermal low pressure conditions. Part I:

- Evaluation of the Topography Vorticity-Mode Mesoscale model. *J. Appl. Meteor.*, 40(5), 880-904.
- Martín, F., M. Palacios, and S. N. Crespi, 2001b: Simulations of mesoscale circulation in the center of the Iberian Peninsula for thermal low conditions. Part II: Air-parcel Transport Patterns. *J. Appl. Meteor.*, 40(5), 905-914.
- Maryon, R. H., and M. J. Best, 1992: NAME, ATMES and the boundary layer problem, *Met. O (APR) Turbulence and Diffusion Note*, 204, (U.K. Met. Office).
- Maul, P. R., 1980: Atmospheric transport of sulfur compound pollutants. Central Electricity Generating Bureau MID/SSD/80/0026/R. Nottingham, England.
- Melas, D., 1990: Sodar estimates of surface heat flux and mixed layer depth compared with direct measurements. *Atmos. Environ.*, 24A (11), 2847-2853.
- Mellor, G. L., and T. Yamada, 1974: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1791-1806.
- Millán, M. M., B. Artíñano, L. Alonso, M. Castro, R. Fernández-Patier, and J. Goberna. 1992: Mesometeorological cycles of air pollution in the Iberian Peninsula. Air Pollution Research Rep. 44, Contract EV 4V-0097-E, 219 pp.
- Miller, M.E., 1967: Forecasting afternoon mixing depths and transport wind speeds. *Mon. Wea. Rev.*, 95 (1), 35-44.
- Molero, F., L. Núñez, M. Pujadas, and F. Jaque, 2000: Design of a differential absorption lidar (dial) system and assessment of its performance. *Anales de Física*, 95, 229-239.
- Monin, A. S., and A. M. Obukhov, 1954: Basic laws of turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere. *Akad. Nauk. SSSR, Geofiz. Inst. Tr.*, 151, 163-187.

- Monin, A. S., and S. S. Zilitinkevich, 1974: Similarity theory and resistance laws for the planetary boundary layer. *Bound.-Layer Meteor.*, 7, 391-397.
- Moses, H., W. S. Ashby, and M. A. Bogner, 1968: Dewpoint temperature inversions. *J. Appl. Meteor.*, 7, 206-216.
- Mylona, S., 1993: Trends of sulphur dioxide emissions, air concentrations, and depositions of sulphur in Europe since 1880. Co-operative programme for monitoring and evaluation of the long range transmission of air pollutants in Europe.
- Myrick, R. H., S. K. Sakiyama, R. P. Angle, and H. S. Sandhu, 1994: Seasonal mixing heights and inversions at Edmonton, Alberta. *Atmos. Environ.*, 28 (4), 723-729.
- Nieuwstadt, F. T. M., 1981: The steady-state height and resistance laws of the nocturnal boundary layer. Theory compared with Cabauw observations. *Bound.-Layer Meteor.*, 20, 3-17.
- Nieuwstadt, F. T. M., 1984: The turbulent structure of the stable nocturnal boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 41, 2202-2216.
- O'Brien, J. J., 1970: A note on the vertical structure of the eddy exchange coefficient in the PBL. *J. Atmos. Sci.*, 27, 1213-1215.
- Obukhov, A. M., 1946: Turbulence in an atmosphere with inhomogeneous temperature. *Tr. Inst. Teor. Geofiz. Akad. Nauk. SSSR*, 1, 95-115.
- Oke, T. R., 1978: *Boundary layer climates*. John Wiley & Sons. New York. 372 pp.
- Oke, T. R., 1982: The energetic basis of the urban heat island. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 108, 1-24.
- Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 56, 527-530.

- Palacios, M., 2001: Influencia del tráfico rodado en la generación de la contaminación atmosférica. Aplicación de un modelo de dispersión al área de influencia de la comunidad de Madrid. Tesis Doctoral. Escuela Superior de Ingenieros Industriales. Universidad Politécnica de Madrid. 254 pp.
- Panofsky, H. A., and J. A. Dutton, 1984. Atmospheric turbulence models and methods for engineering applications. Ed. John Wiley & Sons: New York, 397 pp.
- Paulson, C.A., 1970: The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *J. Appl. Meteor.*, 9, 857-861.
- Pielke, R. A., 1984: Mesoscale Meteorological Modeling. Academic Press, 612 pp.
- Plate, E., 1982: Engineering Meteorology. Elsevier Scientific Publishing Company.
- Plaza, J., 1997: Caracterización de la contaminación por ozono en la cuenca aérea de Madrid. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 129 pp.
- Plaza, J., M. Pujadas, and B. Artíñano, 1997: Formation and transport of the Madrid Ozone Plume. *Journal of the Air & Waste Management Association*, 47, 766-774.
- Portela, A., 1994: Climatología sinóptica de las depresiones térmicas en la península Ibérica. Tesis doctoral. Dpto. de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I. Facultad de Cc. Físicas. UCM. 210pp.
- Prandtl, L., 1905: *Verh. Int. Math. Kongr.*, 3rd, Heidelberg, 1904, 484-491. Transl., 1928, NACA Memo No. 452.
- Rayner, K. N., and I. D. Watson, 1991: Operational prediction of daytime mixed layer heights for dispersion modelling. *Atmos. Environ.*, 25A (8), 1427-1436.
- Redondo, J. M., 1988: Difusión turbulenta por rejilla oscilante. *Rev. De Geofís.*, 44, 163-174.

- Rivero C, Rábago I., Sousa M., Lorente M. y T. Schmid, 1996: Cálculo y cartografía de cargas críticas para España. Aplicación del modelo SMB. Colección documentos CIEMAT. UNESA/ENDESA/IBERDROLA/CIEMAT. 107 pp.
- Russell, P. B., E. E. Uthe, and F. L. Ludwig, 1974: A comparison of atmospheric structure as observed with monostatic acoustic sounder and lidar techniques. *J. Geophys. Res.*, 79, 5555-5556.
- Sachs, L., 1978: Estadística aplicada. Cuarta Edición. Editorial Labor. S.A., 567pp.
- Salvador, P. y B. Artíñano, 1997: Una aproximación a la aplicación del sistema SODAR en la caracterización de la capa límite atmosférica. Informe interno. CIEMAT/ IAE/550/55A13/19/97
- Sandnes, H., 1993: Calculated budgets for airborne acidifying components in Europe, 1985, 1987, 1989, 1990, 1991 y 1992. Co-operative programme for monitoring and evaluation of the long range transmission of air pollutants in Europe. EMEP/MSC-W. Report 1/93.
- San José, R., J. Reguer o y J. Casanova, 1985: Aplicación del método de perfil para la obtención de flujos turbulentos en la capa límite estable. *Revista de Geofísica*, 41, 113-128.
- Schaller, E., and H. Kraus, 1981: The role of radiation in an inversion-capped planetary boundary layer. *Bound.-Layer Meteor.*, 20, 485-495.
- Schayes, G., P. Thunis, and R.D. Bornstein, 1996: Topographic Vorticity-Mode Mesoscale- β (TVM) model. Part I: Formulation. *J. Appl. Meteor.*, 25, 63-88.
- Scire, J. S., F. W. Lurmann, A. Bass, and S. R. Hanna, 1984: User's guide to the MESOPUFF II model and related processor programs. EPA-600/8-84-013. U.S. Environmental Protection Agency, Research Triangle Park, NC.

- Scire, J. S., E. M. Insley, and R. J. Yamartino, 1990: Model formulation and user's guide for the CALMET meteorological model. Report No. A025-1. California Air Resources Board. California.
- Scire, J. S., F. R. Robe, M. E. Fernau, and R. Yamartino, 1999: A user's guide for the CALMET meteorological model (version 5.0). Earth Tech. Inc. MA.
- Seibert, P., F. Beyrich, S. E. Gryning, S. Joffre, A. Rasmussen, and P. Tercier, 1998: Mixing layer depth determination for dispersion modelling. European Commission. In: Fisher, B. E. A., J. J. Erbrink, S. Finardi, P. Jeannet, S. Joffre, M. G. Morselli, U. Pechinger, P. Seibert and D. J. Thomson (Eds.), 1998: COST Action 710-Final Report. Harmonisation of the pre-processing of meteorological data for atmospheric dispersion models. L-2985 European Commission, Luxembourg, EUR 18195 EN (ISBN 92-828-3302-X).
- Seibert, P., F. Beyrich, S. E. Gryning, S. Joffre, A. Rasmussen, and P. Tercier, 2000: Review and intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height. *Atmos. Environ.*, 34, 1001-1027.
- Smith, F. B., and R. D. Hunt, 1978: Meteorological aspects of the transport of pollution over long distances. *Atmos. Environ.*, 12, 461-477.
- Sorensen, J. H., A. Rasmussen, and H. Svendsmark, 1996: Forecast of atmospheric boundary layer height utilised for ETEX real time dispersion modelling. *Physics and Chemistry of the Earth*, 21, 435-439.
- Sorensen, J. H., 1998: Sensitivity of the DERMA long-range Gaussian dispersion model to meteorological input and diffusion parameters. *Atmos. Environ.*, 32, 4195-4206.
- Sorensen J. H., A. Rasmussen, T. Ellermann, and E. Lyck, 1998: Mesoscale influence on long-range transport, evidence from ETEX modelling and observations. *Atmos. Environ.*, 32, 4207-4217.

- Steyn, D. G., and T. R. Oke, 1982: The depth of the daytime mixed layer at two coastal locations: A model and its validation. *Bound.-Layer Meteor.*, 24, 161-180.
- Stull, R. B., 1973: Inversion rise model on penetrative convection. *J. Atmos. Sci.*, 30, 1092-1099.
- Stull, R. B., 1976: Mixed-layer depth model based on turbulent energetics. *J. Atmos. Sci.*, 33, 1268-1278.
- Stull, R. B., 1988: An introduction to boundary layer meteorology. Atmospheric Sciences library. Kluwer Academic Publishers, 666 pp.
- Suarez, M. J., A. Arakawa, and D.A. Randall, 1983: The parameterization of the planetary boundary layer in the UCLA general circulation model: formulation and results. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 2224-2243.
- Sugita, M. and W. Brutsaert, 1992: The stability functions in the bulk similarity formulation for the unstable boundary layer. *Bound.-Layer Meteor.*, 61, 65-80.
- Sullivan, P., C. H. Moeng, B. Stevens, D. H. Lenschow and S. D. M. ayor, 1998: Structure of the entrainment zone capping the convective atmospheric boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, 55, 3042-3064.
- Sun, W. Y., and Y. Ogura, 1980: Modeling the evolution of the convective planetary boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 37, 1558-1572.
- Tennekes, H., 1973: A model for the dynamics of the inversion above a convective boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 30, 558-567.
- Tennekes, H., and A. G. M. Dri edonks, 1981: Basic entrainment equations for the atmospheric boundary layer. *Bound.-Layer Meteor.*, 20, 515-531.
- Tesche, T. W., J. G. Wilkinson, D.E. McNally, R. Kapahi, and W. R. Oliver, 1988: Photochemical modeling of two SCCC AMP-1984 oxidant episodes. Volume

- II-Modeling procedures and evaluation results. Prepared for the U.S. Environmental Protection Agency, Region IX by Radian Corporation, Sacramento, CA.
- Thunis, P., 1995: Development and implementation of the nonhydrostatic Topographic Vorticity-Mode Mesoscale (TVM/NH) model. Ph.D. Dissertation, University of Louvain-la Neuve, Belgium, 116 pp.
- Troen, I. B. and L. Mahrt, 1986: A simple model of the atmospheric boundary layer sensitivity to surface evaporation. *Bound.-Layer Meteor.*, 37, 128-148.
- Turner, J. S., 1973: Buoyancy effects in fluids, Cambridge University Press. 367 pp.
- Van der Hoven, I., 1957: Power spectrum of horizontal wind speed in the frequency range from 0.0007 to 900 cycles per hour. *J. of Meteor.*, 14, 160-164.
- Van Zanten, M. C., P. G. Duynkerke and J. W. M. Cuijpers, 1999: Entrainment parameterization in convective boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, 56, 813-828.
- Venkatram, A., 1980a: Estimating the Monin-Obukhov length in the stable boundary layer for dispersion calculations. *Bound.-Layer Meteor.*, 19, 481-485.
- Venkatram, A., 1980b: Estimation of turbulence velocity scales in the stable and the unstable boundary layer for dispersion applications. In: Eleventh NATO-CCMS International Technical Meeting on Air Pollution Modeling and its Applications. 54-56.
- Verver, G. H. L., and M. P. Scheele, 1988: Influence of non-uniform mixing heights on dispersion simulations following the Chernobyl accident. Proceedings 17th Intern. Techn. Meet. Air Pollution Modelling, Sept., Cambridge (UK), 19-22.
- Vittal, K. P. R., D. V. Viswanadham, and Y. Sadhuran, 1980: Mixing heights and ventilation coefficients for urban centres in India. *Bound.-Layer Meteor.*, 19, 441-451.

- Webb, E. K., 1970: Profile relationships: the log-linear range and extension to strong stability. *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, 96, 67-90.
- Webb, E. K., 1982: Profile relationships in the superadiabatic surface layer. *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, 108, 661-688.
- Weil, J. C., and R. P. Brower, 1983: Estimating convective boundary layer parameters for diffusion applications. Draft Report prepared by Environmental Center, Martin Marietta Corp. for Maryland Dept. of Natural Resources.
- Wheeler, N., 1990: Modeling of mixing depths during southern California air quality study ozone episode. Proceedings of the AWMA International Speciality Conference on Tropospheric Ozone and the Environment. March, Los Angeles, CA, 19-22.
- Wieringa, J., 1980: A revaluation of the Kansas mast influence on measurements of stress and cup anemometer overspeeding. *Bound.-Layer Meteor.*, 18, 411-430.
- Wotawa, G., A. Stohl, and H. Kromp-Kolb, 1996: Parameterization of the planetary boundary layer over Europe: A data comparison between the observation-based OML preprocessor and ECMWF model data. *Contributions to Atmospheric Physics*, 69, 273-284.
- Wycoff, R. J., D. W. Beran, and F. F. Hall, 1973: A comparison of low-level radiosonde and the acoustic echo sounder for monitoring atmospheric stability. *J. Appl. Meteor.*, 12, 1196-1204.
- Wyngaard, J. C., O. R. Coté, and Y. Izumi, 1971: Local free convection, similitary, and the budgets of shear stress and heat flux. *J. Atmos. Sci.*, 28, 1171-1182.
- Wyngaard, J. C., 1973: On surface layer turbulence. Chapter 3 in Workshop on Micrometeorology. Ed. D. A. Haugen, American Meteorological Society. Boston, MA. 101-149.

- Yagüe, C., 1992: Estudio de la mezcla turbulenta a través de experimentos de laboratorio y datos micrometeorológicos. Tesis Doctoral. Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica II (Astrofísica y Ciencias de la Atmósfera). Facultad de Ciencias Físicas. Universidad Complutense de Madrid. 257 pp.
- Yagüe, C., and J. L. Cano, 1994a: The influence of stratification on heat and momentum turbulent transfer in Antarctica. *Bound.-Layer Meteor.*, 69, 123-136.
- Yagüe, C., and J. L. Cano, 1994b: Eddy transfer processes in the atmospheric boundary layer. *Atmos. Environ.*, Vol. 28, N° 7, 1275-1289.
- Yagüe, C., G. Maqueda, and J. M. Rees, 2001: Characteristics of turbulence in the lower atmosphere at Halley IV station, Antarctica. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 626, 1-19.
- Yamada, T., 1976: On the similarity functions A, B, and C of the planetary boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 33, 781-793.
- Zeman, O., and J. L. Lumley, 1976: Modeling buoyancy driven mixed layers. *J. Atmos. Sci.*, 33, 1974-1988.
- Zhang, S. F., S. P. Oncley, and J. A. Businger, 1988: A critical evaluation of the Von Karman constant from a new atmospheric surface layer experiment. Proceedings of the 8th Symposium in Turbulence and Diffusion. American Meteorological Society, Boston, MA, 148-150.
- Zhang, J., and S. T. Rao, 1999: The role of the vertical mixing in the temporal evolution of ground-level ozone concentration. *J. Appl. Meteor.*, 38, 1674-1690.
- Zilitinkevich, S. S., and D. V. Chalikov, 1968: The laws of resistance and of heat and moisture exchange in the interaction between the atmosphere and the underlying surface. *Izv. Acad. Sci., USSR., Atmospheric and Oceanic Phys.*, 4, 765-772.

Zilitinkevich, S. S., 1972: On the determination of the height of the Ekman boundary layer. *Bound.-Layer Meteor.*, 3, 141-145.

Zilitinkevich, S. S., and J. W. Deardorff, 1974: Similarity theory for the planetary boundary layer of the time-dependent height. *J. Atmos. Sci.*, 32, 1449-1452.

Zilitinkevich, S. S., 1989: Velocity profiles, the resistance law and dissipation rate of mean flow kinetic energy in a neutrally and stably stratified planetary boundary layer. *Bound.-Layer Meteor.*, 46, 367-387.

ANEXO DE FOTOGRAFÍAS DE CAMPAÑA



Foto 1. Lanzamiento de un globo libre en Villanueva de la Cañada.



Foto 2. Sincronización de la señal de la sonda libre con el radioteodolito.

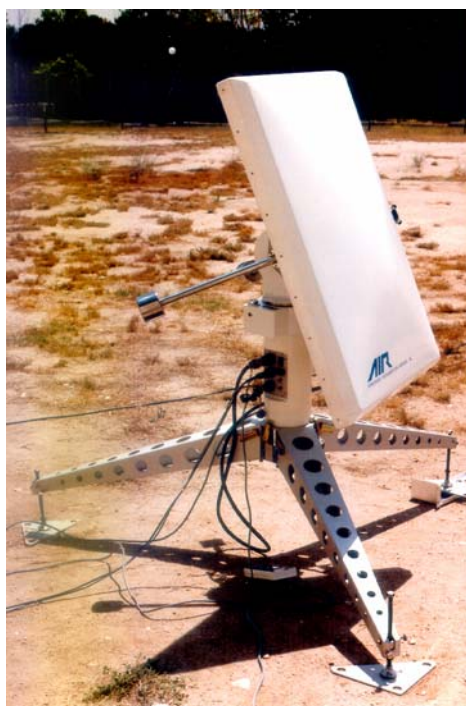


Foto 3. Imagen del radioteodolito.



Foto 4. Preparación de un sondeo cautivo.



Foto5. Ordenadores personales para la visualización y almacenamiento de la información recopilada en los sondeos libres y cautivos y sistema de adquisición de datos del sistema cautivo.



Foto 6. Imagen del globo cautivo y de la sonda meteorológica.

ÍNDICE DE FIGURAS Y TABLAS

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1	Estructura de la capa límite para condiciones neutras	8
Figura 1.2	Ordenes de magnitud de espacio y tiempo asociados a los fenómenos atmosféricos	12
Figura 1.3	Frecuencia de los remolinos y periodos de tiempo	13
Figura 1.4	Estructura de la capa límite para condiciones neutras e inestables	15
Figura 1.5	Perfiles ideales de temperatura, velocidad de viento y densidad para la capa límite estable	16
Figura 1.6	Perfiles ideales de temperatura, velocidad de viento y densidad para la capa límite inestable	17
Figura 1.7	Variación diurna de la capa límite	19
Figura 1.8	Balance de energía diurno	22
Figura 3.1	Mapa del entorno de Villanueva de la Cañada	67
Figura 3.2	Topografía de la cuenca de Madrid	68
Figura 3.3	Imagen del globo cautivo y de la sonda meteorológica	70
Figura 3.4	Imagen del radioteodolito del sistema de sondeos con globo libre	73
Figura 3.5a	Lanzamiento de un globo-sonda libre	75
Figura 3.5b	Sonda del sistema de sondeos con globo libre y cautivo	75
Figura 3.6	Cálculo de la altura de la capa de mezcla por el procedimiento termodinámico	77
Figura 3.7	Resultados de la clasificación sinóptica del año 1991	81
Figura 3.8	Resultados de la clasificación sinóptica del año 1992	82
Figura 3.9	Mapas meteorológicos en superficie y nivel de 850 hPa	83-85
Figura 3.10	Perfil de temperatura potencial y humedad relativa del sondeo meteorológico realizado el 3 de abril de 1991 a las 7:30 UTC	93
Figura 3.11	Evolución de la capa de mezcla en condiciones de bajas presiones en las Islas Británicas (Tipo I)	95
Figura 3.12	Evolución de la capa de mezcla en condiciones de baja térmica peninsular (Tipo II)	98
Figura 3.13	Evolución de la capa de mezcla bajo la influencia del anticiclón centro-europeo (Tipo III)	101
Figura 3.14	Evolución de la capa de mezcla en condiciones de invasión de masa fría en altura (Tipo IV)	103
Figura 3.15	Evolución de la capa de mezcla bajo la influencia del anticiclón peninsular (Tipo V)	106
Figura 3.16	Sondeo de temperatura del día 20 de noviembre de 1992 a las 12 UTC	106
Figura 3.17	Evolución diurna de la capa de mezcla para las cinco situaciones meteorológicas	107
Figura 3.18	Periodo de crecimiento de la altura de la capa de mezcla para las cinco situaciones meteorológicas analizadas	112
Figura 3.19	Representación conjunta de l periodo de crecimiento de la altura de la capa de mezcla para las cinco situaciones meteorológicas	114
Figura 4.1	Imagen de la península Ibérica, dominio de modelización y estaciones del INM	135

Figura 4.2	Usos de suelo del dominio mesoescalar	138
Figura 4.3	Ubicación de las estaciones del INM en el dominio del modelo 141	
Figura 4.4	Distribución vertical de la temperatura potencial y del flujo de calor sensible	147
Figura 4.5	Resultados del modelo para el Tipo I (27-oct-92)	154
Figura 4.6	Comparación entre los resultados del modelo y los datos experimentales del Tipo I	155
Figura 4.7	Resultados del modelo para el Tipo II (14-feb-92)	156
Figura 4.8	Comparación entre los resultados del modelo y los datos experimentales del Tipo II	157
Figura 4.9	Resultados del modelo para el Tipo III (26-feb-92)	159
Figura 4.10	Comparación entre los resultados del modelo y los datos experimentales del Tipo III	159
Figura 4.11	Resultados del modelo para el Tipo IV (11-dic-91)	161
Figura 4.12	Comparación entre los resultados del modelo y los datos experimentales del Tipo IV	161
Figura 4.13	Resultados del modelo para el Tipo V (20-nov-92)	162
Figura 4.14	Comparación entre los resultados del modelo y los datos experimentales del Tipo V	163
Figura 4.15	Variación de la altura de la capa de mezcla h , desde su valor inicial, h_0 , a lo largo del curso del día	165
Figura 4.16	Resultados del modelo con la parametrización del periodo de crecimiento	167
Figura 4.17	Cortes verticales meridianos	169
Figura 5.1	Dominio de las simulaciones peninsulares	177
Figura 5.2	Ubicación de las estaciones del INM	182
Figura 5.3	Topografía de las simulaciones peninsulares	183
Figura 5.4	Usos de suelo de Portugal originales	186
Figura 5.5	Usos de suelo de Portugal incluidos en CALMET	188
Figura 5.6	Usos de suelo del dominio peninsular	189
Figura 5.7	Resultados peninsulares sobre la altura de la capa límite para el Tipo II	192
Figura 5.8	Resultados peninsulares sobre la altura de la capa límite para el Tipo V	194
Figura 5.9	Cortes verticales meridiano y zonal de la península Ibérica	196

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1	Ejemplo de ecuaciones y momentos desconocidos	32
Tabla 2.2	Valores de las constantes de las funciones universales	44
Tabla 2.3	Ordenes de magnitud de algunos parámetros de la capa de mezcla en condiciones de fuerte convección	49
Tabla 2.4	Diferentes parametrizaciones de la altura de la capa límite para condiciones de neutralidad	51
Tabla 3.1	Días de campaña de medidas de los proyectos RECAPM A y SECAP	69
Tabla 3.2	Rango, precisión y resolución de los sensores de las sondas cautivas 71	
Tabla 3.3	Rango, precisión y resolución de los sensores de las sondas libres 74	
Tabla 3.4	Situaciones meteorológicas estudiadas	80
Tabla 3.5	Frecuencia de ocurrencia de cada situación meteorológica del año 1991	81
Tabla 3.6	Frecuencia de ocurrencia de cada situación meteorológica del año 1992	82
Tabla 3.7	Horas de salida del sol de los días de campaña	91
Tabla 3.8	Datos experimentales utilizados para el ajuste de la regresión del Tipo I	94
Tabla 3.9	Datos experimentales utilizados para el ajuste de la regresión del Tipo II	99
Tabla 3.10	Datos experimentales utilizados para el ajuste de la regresión del Tipo III	101
Tabla 3.11	Datos experimentales utilizados para el ajuste de la regresión del Tipo IV	103
Tabla 3.12	Datos experimentales utilizados para el ajuste de la regresión del Tipo V	105
Tabla 3.13	Coefficientes de la regresión para el periodo de crecimiento	110
Tabla 3.14	Datos experimentales de la capa de mezcla y datos predichos por los modelos de regresión para las cinco situaciones meteorológicas	111
Tabla 3.15	Inferencia estadística sobre las regresiones de la evolución completa 118	
Tabla 3.16	Inferencia estadística del coeficiente de correlación de la regresión completa	119
Tabla 3.17	Inferencia estadística sobre las regresiones del periodo de crecimiento	120
Tabla 3.18	Inferencia estadística del coeficiente de correlación del periodo de crecimiento	121
Tabla 4.1	Días de las simulaciones para el dominio mesoescalar	137
Tabla 4.2	Datos asociados a los usos de suelo del modelo	138
Tabla 4.3	Estaciones sinópticas del dominio mesoescalar	140
Tabla 4.4	Constantes de la radiación neta	143
Tabla 5.1	Estaciones de radiosondeos pertenecientes al INM	178
Tabla 5.2	Estaciones sinópticas del dominio peninsular	178-181
Tabla 5.3	Días de las simulaciones para el dominio peninsular	190