Tethys, 6, 51–67, 2009
Revista del tiempo y el clima del Mediterráneo occidental
www.tethys.cat
ISSN-1697-1523
eISSN-1139-3394
DOI:10.3369/tethys.2009.6.04

Revista editada por **ACAM**
(Associació Catalana de Meteorologia)

Convección somera sobre tierra: un estudio de simulación mesoescalar basado en experimentos del WRF idealizados

J. T. M. Lenaerts[1], **C. C. van Heerwaarden**[1] **y J. Vilà-Guerau de Arellano**[1]

[1]Departamento de Meteorología y Calidad del Aire, Wageningen University and Research Center, The Netherlands

Recibido: 16-X-2008 – Aceptado: 10-III-2009 – **Versión Traducida**

Correspondencia a: J.Lenaerts@uu.nl

Resumen

Los cúmulos someros sobre tierra redistribuyen el calor y la humedad en la capa límite, pero también son importantes a escalas mayores, ya que pueden desencadenar fenómenos de convección severa. Debido a su pequeña escala espacial (10^2 - 10^3 m), esta característica se define como un proceso de submalla en modelos mesoescalares. El objetivo de este estudio es el de examinar la representación de los cúmulos someros en el modelo mesoescalar WRF reproduciendo una situación observada de los cúmulos someros sobre tierra. En especial, nos centraremos en el papel de la parametrización de la convección del transporte vertical de energía en la capa límite. El análisis se centra en la estructura termodinámica de la capa límite y las propiedades de las nubes derivadas de una teoría del método de la burbuja simple. Este experimento numérico es muy similar al estudio de intercomparación del modelo de Simulaciones Explícitas de Grandes Remolinos, Large Eddy Simulations (LES) en inglés, de Brown et al. (2002). Se centró en la representación de los cúmulos someros sobre tierra en LES, utilizando los datos de medidas SGP ARM del 21 de junio de 1997. Para imitar la estructura dinámica del LES, hemos diseñado una versión de Columna Única Múltiple, Multiple Single Column (MSC) en inglés, del WRF. Utilizando idénticos forzamientos superficiales y los perfiles termodinámicos iniciales, la estructura de la capa límite del WRF muestra buena concordancia con los resultados del LES. Sin embargo, el método de la burbuja indica que una mayor inversión y la ausencia de una capa condicionalmente inestable impiden un desarrollo de cúmulos superficiales en el WRF. Además, el WRF no muestra ningún desarrollo de nubes por lo que respecta a agua líquida de nube. También mostramos que es necesaria una parametrización convectiva para representar el transporte vertical de la capa límite aumentado por los cúmulos someros. Se analizan y comparan distintos esquemas de parametrización convectiva (CPS, según las siglas inglesas).

Palabras clave: cúmulos someros, simulación mesoescalar, WRF - parametrización

1 Introducción

Los cúmulos someros no sólo son importantes para la estructura de la capa límite, por la redistribución del calor y la humedad verticalmente en su interior, sino que también pueden iniciar convecciones severas en regiones sobre tierra (Lenderink et al., 2004; de ahora en adelante LE04). En la región mediterránea, toda la precipitación del verano se asocia con una inestabilidad convectiva (Tudurí y Ramis, 1997). A escala global, la convección de cúmulos someros forma una parte substancial de la célula de Hadley, iniciando convecciones profundas en los trópicos (Tiedtke, 1989).

Sin embargo, los cúmulos someros se caracterizan por escalas espaciales inferiores a 1 km y por lo tanto su representación en los grandes modelos de circulación mesoescalares actuales, utilizados en el estudio climático o con propósitos operacionales, es relativamente pobre (LE04). Para una representación correcta de los transportes verticales de calor y momento en circulaciones típicas de la capa límite, se necesita una resolución de 4 km o menos (Kuo et al.,

2009 Autor(es). Este trabajo tiene licencia "Creative Commons".

1997), un grado de detalle poco utilizado en la práctica. Los fenómenos típicos de la capa límite como los cúmulos someros tienen una escala de longitud más pequeña que el típico tamaño de malla de un modelo mesoescalar, y por lo tanto se ha referido a ellos como procesos de escala de submalla. Estos procesos no se detectan explícitamente en este tamaño de malla y es necesario parametrizarlos. En cambio, los modelos mesoescalares con una resolución horizontal y vertical alta y una parametrización física explícita se han convertido en herramientas potentes en la investigación y la simulación operacional (Kuo et al., 1997); por lo que respecta a esto, Petch et al. (2002) concluyen que la resolución horizontal no debería ser menor que un cuarto de la profundidad de la capa por debajo de las nubes (100 - 500 m) para resolver explícitamente los procesos clave conectados a la convección somera, lo que resulta en grandes tiempos de cálculo. Así pues, se han realizado esfuerzos considerables para mejorar las parametrizaciones de los cúmulos someros en los modelos (Tiedtke, 1989, Kain, 2004, Zhu y Bretherton, 2004, Neggers et al., 2007, de Rooy y Siebesma, 2008), pero aún así la interacción típica entre la capa por debajo de las nubes y la capa de nubes no se entiende bien del todo (Neggers et al., 2004). Utilizando análisis teóricos y observacionales como el modelo de la capa mezclada (Zhu y Albrecht, 2002) o un modelo de Simulaciones Explícitas de Grandes Remolinos, *Large Eddy Simulation* (LES) en inglés, (Brown et al., 2002; de ahora en adelante BR02, Siebesma et al., 2003), se han llevado a cabo estudios sobre el comienzo y la formación de cúmulos someros sobre tierra. Otros compararon el rendimiento de un conjunto de Modelos de Columna Única (SCM) para representar los cúmulos (LE04).

En los últimos años se ha realizado un mayor número de estudios para mejorar nuestro conocimiento de la física y la dinámica de los cúmulos someros sobre tierra (Zhu y Albrecht, 2002; BR02; Ek y Holtslag, 2004; LE04; Vilà-Guerau de Arellano, 2007). En contraste con los cúmulos someros sobre el mar, los cúmulos humilis que se desarrollan sobre tierra dependen de los valores y la variabilidad temporal de los flujos de superficie. La falta de estacionariedad podría dificultar la simulación de este caso (BR02). En este sentido, el LES puede proporcionar diagnósticos detallados y permitir análisis de sensibilidad de variables individuales. BR02 evaluaron la fiabilidad de 8 modelos LES independientes simulando cúmulos someros sobre tierra. Esta intercomparación ha resultado ser muy consistente con las observaciones y entre los modelos, y por lo tanto ha demostrado ser un valioso conjunto de datos de referencia. Además, LE04 han estudiado el comportamiento de un conjunto de Modelos de Columna Única semioperacionales, en particular, sobre los distintos esquemas de parametrización de los cúmulos (CPS, según las siglas inglesas) implicados. Los resultados muestran una amplia dispersión, lo que sugiere que hay que conocer mejor el desarrollo y la mejora de los esquemas de parametrización, en especial en el caso del desarrollo inestable de la capa límite. Ambos estudios se basan en una idealización de las observaciones hechas en el emplazamiento de medidas SGP ARM el 21 de junio de 1997. Ese día en especial, los cúmulos someros se desarrollaron en la parte superior de la capa límite convectiva (BR02).

Los modelos LES (BR02) permiten el cálculo explícito de procesos de pequeña escala en la atmósfera. Sin embargo, los modelos mesoescalares, como el WRF, tienen longitudes de malla mayores y representan movimientos turbulentos resolviendo las ecuaciones promediadas de Reynolds. Los procesos de submalla tienen que ser parametrizados. Hasta ahora, no se ha prestado mucha atención a la calidad de las simulaciones mesoescalares 3D en cuanto a la representación de los cúmulos someros y al papel del CPS en ellas. En nuestra opinión, se trata de un paso esencial en el proceso de mejora de los esquemas de parametrización. Para desarrollar el presente estudio, seleccionamos y adaptamos el modelo mesoescalar WRF (Skamarock et al., 2005) para llevar a cabo un experimento numérico como BR02. Nuestra metodología se basa en un vectorizador de malla de 3D de columnas verticales idénticas, que pueden interpretarse como Columnas Únicas Múltiples (MSC, según las siglas inglesas), que, a diferencia de la metodología del Modelo de Columna Única, interactúan entre ellas permitiendo la advección horizontal. El hecho de aplicar la estrategia MSC elimina todas las heterogeneidades de la superficie terrestre, que pueden influir fuertemente en los patrones de convección (p. ej. van Heerwaarden y Vilà-Guerau de Arellano, 2008). Cabe destacar que el experimento numérico está diseñado para parecerse lo máximo posible al estudio del LES de BR02.

El primer objetivo de este estudio es el de evaluar la representación de los cúmulos someros sobre tierra con el WRF. Nuestra propuesta se centra en el análisis de los perfiles termodinámicos utilizando el método de la burbuja, insistiendo sobre todo en la estabilidad atmosférica y la fuerza de la inversión y evolución de las propiedades importantes de las nubes. Utilizamos los resultados de BR02 para evaluar nuestros resultados del WRF. En segundo lugar, dependiendo de estos resultados, discutiremos el rendimiento del esquema de parametrización de los cúmulos en un modelo mesoescalar, ya que los cúmulos someros dependen de la parametrización de los cúmulos. En especial, recalcamos el papel de un CPS en el transporte vertical de calor y de humedad submalla dentro de la capa límite con cúmulos humilis. Por lo tanto, se analizan y se comparan las simulaciones del WRF con y sin el CPS. El CPS Kain-Fritsch (Kain y Fritsch, 1990; de ahora en adelante KF) se ha actualizado recientemente con un nuevo subesquema de cúmulos someros (Kain, 2004). Por este motivo, utilizaremos este esquema en nuestro estudio, pero su rendimiento también se evaluará en comparación con el CPS de Grell (Grell, 1993). La elección del CPS puede afectar en gran manera el comportamiento convectivo resultante del modelo, como la localización y la intensidad de los patrones de precipitación convectiva en el Mediterráneo occidental (Buzzi et al., 1994, Callado y Pascual, 2005).

Los contenidos de este artículo son los siguientes: en la Sección 2, explicaremos la metodología que hemos uti-

lizado, describiendo el concepto de MSC y el experimento de control. A continuación especificaremos los detalles numéricos y haremos una corta introducción de los esquemas de parametrización. En la Sección 3, mostraremos los resultados. Las conclusiones y las observaciones pueden encontrarse en la Sección 4.

2 Metodología

2.1 Situación meteorológica seleccionada

El caso se basa en datos observacionales del centro de medidas *Southern Great Plains* (SGP, Grandes Llanuras del Sur), Oklahoma, EEUU, dentro del programa de la Medida de Radiación Atmosférica (ARM, según las siglas inglesas) el 21 de junio de 1997. Para este estudio, sólo utilizaremos los datos obtenidos en la Instalación Central (N 36°36', W 97°29'). Debido a la gran cantidad de datos disponibles y a la homogeneidad de la superficie terrestre, este emplazamiento es muy apropiado para este tipo de estudio. Además, el día 21 de junio de 1997 muestra las condiciones ideales para la formación de cúmulos someros. Durante la mañana, los flujos de superficie aumentaron hasta llegar a un máximo alrededor de mediodía y en consecuencia se desarrolló una capa límite convectiva. La dirección del viento no cambió con la altura o el tiempo (BR02). En consecuencia, las observaciones muestran la formación de cúmulos someros por la mañana (alrededor de las 10 horas, hora local), que persistieron durante la tarde y fueron deshaciéndose durante la madrugada. Los datos de la cobertura de nubes indican que ésta no pasó del 50%. Basado en este resultado, se diseñó un estudio intercomparativo del LES (BR02). Aquí reutilizaremos una gran cantidad de entradas del modelo que se ha descrito en este estudio con el fin de obtener una comparación válida.

2.2 Experimento de control

Nuestro objetivo es el de reproducir el caso descrito previamente mediante un experimento de control. Hemos escogido el modelo mesoescalar WRF (Skamarock et al., 2005), muy utilizado en la investigación y para objetivos operacionales. En el Mediterráneo, se utiliza el WRF, entre otros, para simular la calidad del aire en Cataluña (Jimenez-Guerrero et al., 2008) y para las predicciones climáticas (Hahmann et al., 2008). Este modelo puede ser representativo de la habilidad de los modelos mesoescalares a la hora de reproducir la convección somera sobre tierra de escala de submalla y la microfísica implicada. A continuación expondremos brevemente las características del modelo WRF. Hemos utilizado la versión 2.2 del WRF-ARW. En la configuración normal (operacional), el modelo de mesoescala como el WRF se alimentaría de las condiciones iniciales y de contorno de un modelo global. Sin embargo, en la configuración actual, hemos escogido hacer funcionar el WRF con condiciones de contorno periódicas en direcciones horizontales, parecidas a las simulaciones del LES. Aunque las condiciones de contorno periódicas no nos permiten simular las capas límite del mundo real (Moeng, 2006), esta técnica podrá ser valiosa para evaluar la capacidad del WRF a la hora de reproducir los efectos de los cúmulos someros y determinar la influencia potencial de la heterogeneidad de la superficie en la formación de nubes. Además, se recomiendan los mismos perfiles termodinámicos iniciales y la misma velocidad del viento en cada celda de malla en todos los dominios.

Utilizamos 3 dominios, con la medida de dominio más grande 656 x 656 km^2 (41 celdas de malla de una longitud de malla de 16 km), el segundo dominio 164 x 164 km^2 (41 celdas de malla de una longitud de malla de 4 km) y el tercero de unos 41 x 41 km^2 (41 celdas de malla de una longitud de malla de 1 km). En cada dominio utilizamos 60 niveles verticales, de los cuales 30 estaban definidos en la capa límite, con el fin de asegurar una resolución vertical suficiente. El segundo y tercer dominios están anidados unidireccionalmente con su dominio principal. Los dominios están centrados en el Emplazamiento Central de ARM. La Figura 1 muestra la instalación del experimento numérico del WRF, definiendo tres dominios con una inicialización idéntica de los perfiles termodinámicos verticales.

El modelo se ejecutó desde el 21 de junio a las 11 UTC (6 LT = 6 Hora Local = UTC - 5 horas) hasta el 21 de junio a las 21 UTC (18 LT) para reproducir la evolución diaria. Los resultados se guardaban cada hora completa. Cabe destacar que todos los resultados presentados aquí están promediados espacialmente dentro del tercer dominio. En este sentido, asumimos que debido a la homogeneidad de los dominios, los datos promediados espacialmente son idénticos a los datos del punto de malla centrado. Observamos también que BR02 (dominio 6.4 x 6.4 km^2) hicieron la misma suposición y, según los resultados, queda justificada la utilización de la misma debido a la homogeneidad de la superficie terrestre.

Los perfiles iniciales (6 LT) de la temperatura potencial y la humedad específica, que se prescriben para cada celda de malla en todos los dominios, se muestran en la Figura 1. BR02 sugirieron estos perfiles basándose en las observaciones de ARM. También los utilizaron LE04. Nos referimos a BR02 para más detalles sobre la construcción de los perfiles iniciales. Observamos que ese día el sol sale alrededor de las 6:10 LT. En resumen, en este perfil pueden distinguirse 4 regiones específicas: (a) una capa de superficie estable somera por la mañana; (b) una capa límite de primera hora de la mañana (hasta 800 m); (c) una región condicionalmente inestable que permite a la CBL (capa límite convectiva, según las siglas inglesas) crecer durante el día (800 - 2700 m) y (d) una región estable representando la troposfera (2700 - 5500 m). Deberíamos recalcar que, en contraste con el LES, el modelo WRF consiste en columnas de aire verticales, que se extienden hasta la troposfera, que en este caso se encuentra a unos 16 km de altura. Mientras que los perfiles iniciales del LES sólo alcanzan hasta 5.5 km (BR02), tenemos que extrapolar los perfiles verticalmente, una disminución constante de la temperatura potencial entre una altura de 5.5 y 16.5 km

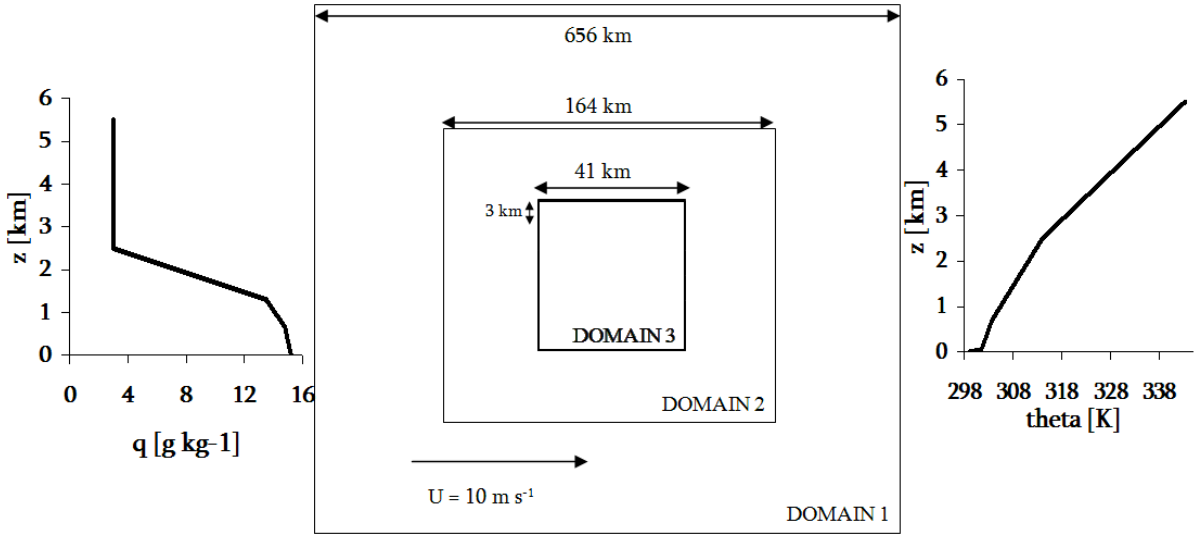

Figura 1. Esbozo del sistema numérico en el modelo mesoescalar WRF (no a escala). En él se muestran los perfiles iniciales de la humedad específica (izquierda), la temperatura potencial (derecha) y la velocidad del viento.

de 3.772 K km^{-1} y una razón de mezcla para la humedad específica linealmente decreciente de 3 a 0 g kg^{-1} de 3 a 5.5 km y se ha impuesto el valor cero para la humedad específica por encima de esta altura. De modo parecido a BR02, hemos iniciado la simulación con un viento de U = (10,0). La longitud de rugosidad se ha fijado al valor sugerido por BR02, lo que llevó a una mejora de los valores de los flujos de superficie comparados con el caso con una longitud de rugosidad por defecto.

En BR02 los flujos turbulentos de superficie son prescritos durante toda la simulación. En nuestro estudio, decidimos permitir que el flujo de superficie interactúe con las condiciones del suelo y atmosféricas, pero para ajustarla al máximo posible a los forzamientos de la superficie utilizados en BR02. Puede encontrarse una descripción detallada del esquema de la superficie en Braun y Tao (2000) (Apéndice B) y en Steeneveld et al. (2008). Por lo tanto, hemos modificado algunos parámetros de superficie del flujo de calor latente y sensible. En la Tabla 1, se dan los valores de estos parámetros recomendados. La humedad del suelo es un parámetro importante, porque se utiliza directamente en la parametrización de la superficie para calcular el flujo de calor latente.

En nuestros experimentos, la temperatura de la superficie se ha tomado más baja que el valor de referencia, porque los valores matutinos del flujo de calor sensible mostraron grandes valores negativos, incluso después de la salida del sol, algo intuitivamente poco realista. Aparentemente, con una temperatura de superficie por defecto, el problema resultó que a primeras horas de la mañana, con una pequeña diferencia inicial entre la temperatura de la superficie y la del aire, ésta última empezó a aumentar, mientras que la temperatura de superficie se mantenía constante. En consecuencia, la diferencia de temperatura bajó demasiado, lo mismo que le ocurrió al flujo de calor sensible.

Por lo tanto, las temperaturas del suelo se ajustan para asegurar una partición del flujo de calor sensible y latente inicial realista. La primera capa está 1 K más caliente que la temperatura de la superficie, así el flujo de calor del suelo está dirigido hacia arriba antes de la salida del sol. La evolución de la temperatura muestra un comportamiento realista: la temperatura de la superficie se propaga al primer nivel de tierra a las 7:30 LT -correspondiente a un flujo positivo de calor sensible, que tiene lugar alrededor de 1.5 hora después de la salida del sol.

Los flujos advectivos de gran escala eran relativamente pequeños comparados con el forzamiento de superficie local, y los análisis del modelo LES demostraron que estos términos sólo tienen un impacto menor en las simulaciones (BR02). Por lo tanto, hemos omitido los flujos de gran escala en nuestras simulaciones.

En este estudio, nos centramos en simular la convección somera con un modelo mesoescalar. En este sentido, surge el problema que un cúmulo somero tiene un tamaño típico más pequeño que el tamaño de malla del modelo. Los cúmulos humilis son una característica de escala de submalla. Esto significa que los efectos de la convección somera no están representados por el modelo y es necesario utilizar una parametrización para explicar el transporte conducido por la convección de cúmulos someros.

Trabajos anteriores han demostrado la ventaja de un CPS que calcule directamente las corrientes de aire ascendente por convección húmeda, en especial Kain-Fritsch y Grell (Wang y Seaman, 1997). El esquema desarrollado

Tabla 1. Parámetros de superficie recomendados en las simulaciones del WRF para reproducir el forzamiento de superficie de BR02.

Variable/parámetro	Unidades	Valor
Parámetros fijados		
Albedo	-	18%
Disponibilidad de humedad del suelo	-	48%
Longitud de rugosidad	m	0.035
Inercia térmica	cal cm^{-2} k^{-1} $s^{-1/2}$	4
Capacidad de calor de superficie por unidad de volumen	J m^{-3} K^{-1}	25.10^5
Parámetros variables		
Presión de la superficie	Pa	100562.9
Temperatura de la superficie	K	297
Temperaturas del suelo	K	Profundidad = 1 cm: 298
		2 cm: 298.1
		4 cm: 298.3
		8 cm: 298.7
		16 cm: 293.3

por Grell (Grell, 1993; Grell et al., 1995) está actualmente considerado por la comunidad de simulación mesoescalar como un esquema que representa adecuadamente tamaños de malla típicos de pocos kilómetros (Kuo et al., 1997). El esquema recientemente actualizado está usando una técnica de conjunto utilizada en el WRF (Grell y Devenyi, 2002). Por otro lado, estudios anteriores muestran resultados positivos con KF CPS, comparando distintas parametrizaciones (Gochis et al., 2002); otros informan sobre el hecho que KF proporcionó una representación muy realista de la convección húmeda de escala de submalla, estudiando los ciclones atlánticos intensos (Kuo et al., 1996); otro estudio concluyó que el esquema KF es el más robusto simulando seis distintos casos en el continente de los EEUU (Wang y Seaman, 1997). Sin embargo, sigue sin quedar claro qué mecanismos físicos provocan que el esquema KF supere a otros esquemas en estos casos. Liang et al. (2004) estudiaron la evolución diurna de la precipitación en los EEUU, utilizando KF y Grell en el modelo MM5. Concluyeron que los dos esquemas tienen sus puntos fuertes y sus puntos débiles, pero ningún esquema superó al otro. Se atribuyeron las diferencias al hecho que KF es sensible al forzamiento de la capa límite, mientras que Grell es más reactivo al forzamiento troposférico de gran escala (Liang et al., 2004). Además, tal y como se describe con detalle más abajo, la nueva versión de KF-ETA (Kain, 2004) incluye un sub-esquema especial de convección somera. Por estas razones, en este estudio hemos escogido centrarnos en el esquema de parametrización KF. Para justificar nuestra elección, hemos incluido una corta comparación entre Grell y KF en los resultados.

El esquema Kain-Fritsch, utilizado en este estudio, se ha obtenido a partir del esquema original de Fritsch-Chappell (Fritsch y Chappell, 1980). Hasta ahora, ha sido actualizado y mejorado varias veces (Kain y Fritsch, 1990 y 1992). La última versión, incluida en el código del modelo WRF, se ha comprobado con éxito en el modelo ETA (Kain, 2004). Esta versión contiene un nuevo esquema de convección de los cúmulos someros. Brevemente, el KF CPS es un esquema de flujo de masa, que incluye cálculos de corrientes de aire ascendentes y descendientes. Utiliza el método de la burbuja lagrangiano, que determina en qué niveles verticales del modelo hay inestabilidad, si esa capa estaría disponible para el crecimiento de nubes (capa de fuente de corriente de aire ascendente) y, en caso de ser así, qué tipo de nubes satisface las condiciones ambientales (Kain, 2004).

Tal y como hemos mencionado, en la versión KF-ETA (Kain, 2004), se ha implementado una nueva parametrización para la convección de cúmulos someros. La convección somera se activa sólo si se han satisfecho todas las condiciones para una convección profunda, salvo que no se exceda la profundidad mínima de las nubes. Esta profundidad de las nubes varía como una función linear de la temperatura del nivel de condensación por ascenso (entre 2 - 4 km). La capa de nubes "someras" más profunda (con una profundidad de las nubes$>$0) se activa entonces. En contraste con la convección profunda, la decaída final del flujo de masa de cálculos de la corriente de aire ascendente se hace lineal con la presión decreciente dentro de la capa de nubes; al menos eso es comparable cualitativamente con los resultados anteriores del LES (Kain, 2004). Los cúmulos humilis están representados de manera diferente que la parametrización de los cúmulos originados por el proceso de convección profunda. Se asume que el flujo de masa en la base de la nube M_{u0} es una función de Energía Cinética Turbulenta (TKE, según las siglas inglesas). El valor máximo de TKE_{max} en la capa por debajo de las nubes (típicamente menos de 10 m^2 s^{-2}) se utiliza para cuantificar este flujo de masa.

2.3 Métodos para analizar los resultados del modelo

Antes de discutir los resultados, conviene definir las principales variables y métodos utilizados para analizar los resultados. En este estudio, nos centramos en el análisis de la estructura de los perfiles termodinámicos verticales, para

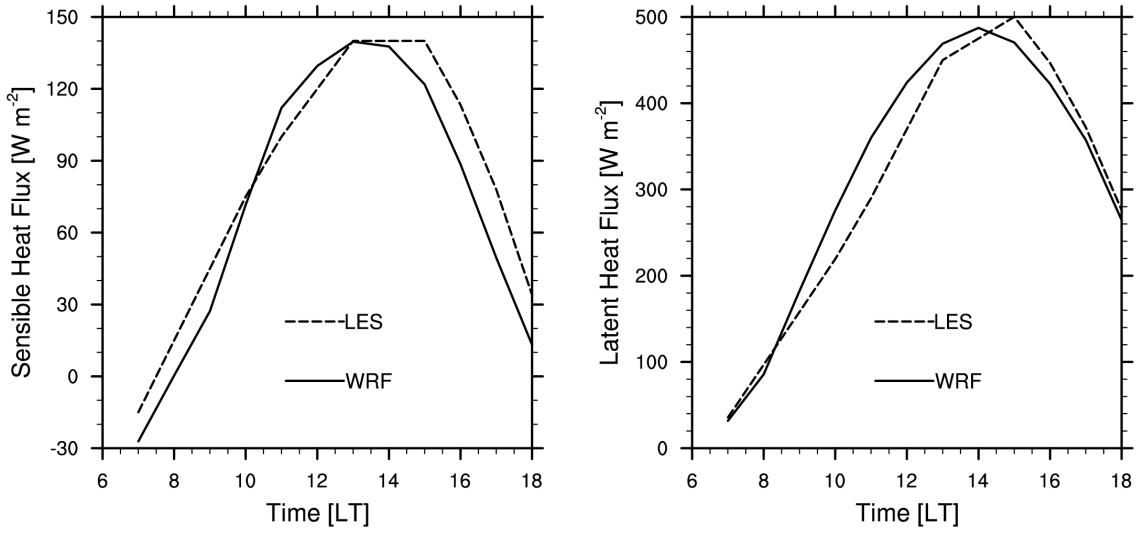

Figura 2. Flujos de superficie simulados y los prescritos por el modelo LES para el WRF el 21 de junio de 1997. Los flujos simulados (promediados por encima del dominio más pequeño) se muestran en líneas continuas. Las líneas discontinuas representan los forzamientos de superficie prescritos, ajustados a través de los valores observacionales de flujo (BR02). Los valores a las 6 LT no se muestran, porque están ausentes en el LES y son cero en el WRF.

discutir si, desde el punto de vista de la teoría termodinámica, potencialmente pueden formarse nubes. Además, discutimos la evolución temporal de estas nubes, insistiendo en la identificación del nivel importante y el agua líquida de las nubes. En este sentido, definimos cuatro condiciones importantes para la formación de cúmulos someros (Vilà-Guerau de Arellano, 2007): (a) un nivel de condensación por ascenso por debajo de la inversión; (b) ausencia de un salto de temperatura en la inversión; (c) una pendiente de temperatura condicionalmente inestable y (d) la posibilidad de que una nube potencial crezca verticalmente hasta el límite de la convección. Observamos que estas condiciones también se utilizan para definir el perfil de la temperatura potencial inicial (BR02). Nuestro análisis se basa en la determinación de la estructura vertical de los perfiles de θ_v y q_T en relación a las condiciones mencionadas más arriba.

En el análisis pondremos énfasis en la fuerza de la inversión y la identificación de los regímenes de estabilidad en el interior de la capa límite, en relación a las condiciones anteriores. Debajo, describimos brevemente el análisis aplicado para calcular la estabilidad de la estratificación de los perfiles termodinámicos. Nuestro análisis se basa en el método de la burbuja: el método se basa en calcular las condiciones termodinámicas de una burbuja de aire que asciende según un perfil adiabático seco. Si comparamos el perfil adiabático de la burbuja con el perfil del ambiente, podemos identificar la estabilidad de cada parte distinta de la capa límite. Relaciones bien conocidas describen los perfiles adiabáticos secos y húmedos. Ver p. ej. Stull (2000) para las definiciones y más detalles.

Para asegurar la formación y el desarrollo vertical de las nubes (ver condición (d)), es necesario que en la capa de nubes, la burbuja se mantenga más caliente que su entorno a medida que va subiendo, es decir flotabilidad positiva. Por lo tanto, debería haber una capa condicionalmente inestable (condición (c)), o sea una capa con un gradiente de temperatura que no sea superior a la adiabática húmeda (estable). Si el gradiente del entorno es estable, la convección quedará amortiguada.

El análisis también se centra en la identificación de los niveles importantes que definen la profundidad de la capa de nubes. Para el aire a una presión P, el nivel de saturación se encuentra por la ascensión adiabática seca de una burbuja de aire no saturado, al nivel de presión, P_{sp}, donde la burbuja sólo está saturada sin agua líquida de nube (Stull, 1988). Este nivel también se conoce como nivel de condensación por ascenso (LCL, según las siglas inglesas). En los perfiles, LCL es el límite entre el régimen no saturado (la capa por debajo de las nubes) y el régimen saturado (la capa de nubes). La altura del LCL puede calcularse de distintas maneras; en este estudio estamos utilizando la fórmula empírica desarrollada por Bolton (Bolton, 1980):

$$R_{LCL} = \frac{1}{\frac{1}{T_d - 56} + \frac{\ln \frac{T}{T_d}}{800}} + 56 \qquad (1)$$

donde T y T_d son la temperatura absoluta y de punto de rocío (°C), respectivamente, en el nivel vertical del primer modelo. Como el aire se mantiene no saturado, y por lo tanto sigue una adiabática no saturada, podemos utilizar la forma integrada de la Ecuación 1 para obtener la altura del LCL. Esta altura identifica la posición del LCL. En consecuencia,

podemos evaluar la condición (a) comparando la altura del LCL y la de la capa límite Z_i. Además, la altura del LCL es la altura a la que empieza la condensación; por lo tanto, utilizaremos la altura del LCL como base de la nube.

A parte del análisis de las características termodinámicas de la capa límite convectiva, conviene determinar la posible incidencia de las nubes y analizar sus propiedades. Por lo tanto, calcularemos la base de la nube, la cima de la nube y su desarrollo vertical y compararemos el WRF con los resultados del LES. Además, analizamos la energía potencial convectiva disponible (CAPE, según las siglas inglesas) ya que es una variable adecuada para definir la energía de la capa de nubes, debido a que es una medida de la intensidad del movimiento vertical de las burbujas de aire individuales. Además, la CAPE se utiliza como variable para cerrar el esquema del flujo de masa en Kain-Fritsch, tal y como hemos dicho antes.

3 Resultados

3.1 Evaluación de los flujos turbulentos de superficie

La formación de cúmulos someros sobre tierra depende fuertemente de la evolución diurna de los flujos turbulentos de superficie. En este sentido, nuestro objetivo era el de conseguir flujos similares al WRF comparados con el LES. La Figura 2 muestra el flujo de calor sensible y el flujo de calor latente calculados por el WRF y recomendados por el LES. Observamos que los flujos de superficie del WRF se calculan asumiendo que hay una interacción tierra-atmósfera. Tal y como hemos dicho antes, los parámetros de superficie se ajustaron para conseguir unos flujos turbulentos de superficie similares. Cabe destacar que la capa de superficie se caracteriza por una velocidad de fricción, en relación a la longitud de rugosidad, que ha sido recomendada en simulaciones con un valor similar al de BR02 (ver Tabla 1). El valor máximo del flujo de calor sensible se acerca a 140 W m^{-2} y el valor máximo del flujo de calor latente se acerca a 490 W m^{-2}, ambos muy comparables a los flujos recomendados en el LES.

3.2 Estructura de la capa límite diurna

La magnitud similar y la evolución diurna de los flujos turbulentos de superficie calculados en el WRF con los resultados del LES mostrados en la subsección anterior nos permiten extender el análisis comparando la evolución de la estructura de la capa límite del WRF y del LES durante el día. La Figura 3 muestra los perfiles verticales θ_v y q_T del LES y del WRF para tres pasos de tiempo: 11 LT, 14 LT y 17 LT, para analizar el desarrollo, la actividad máxima y la desaparición de los cúmulos someros durante el día, respectivamente. Observamos que amanece a las 6:10 LT y el sol se pone alrededor de las 20:50 LT. También se incluyen los perfiles adiabáticos secos y húmedos, construidos tal y como se describe en la sección anterior. Resulta interesante el observar la diferencia entre el análisis con el método de la burbuja y los resultados del modelo. Por lo tanto, también hemos añadido la base y la cima de la nube calculadas por el LES.

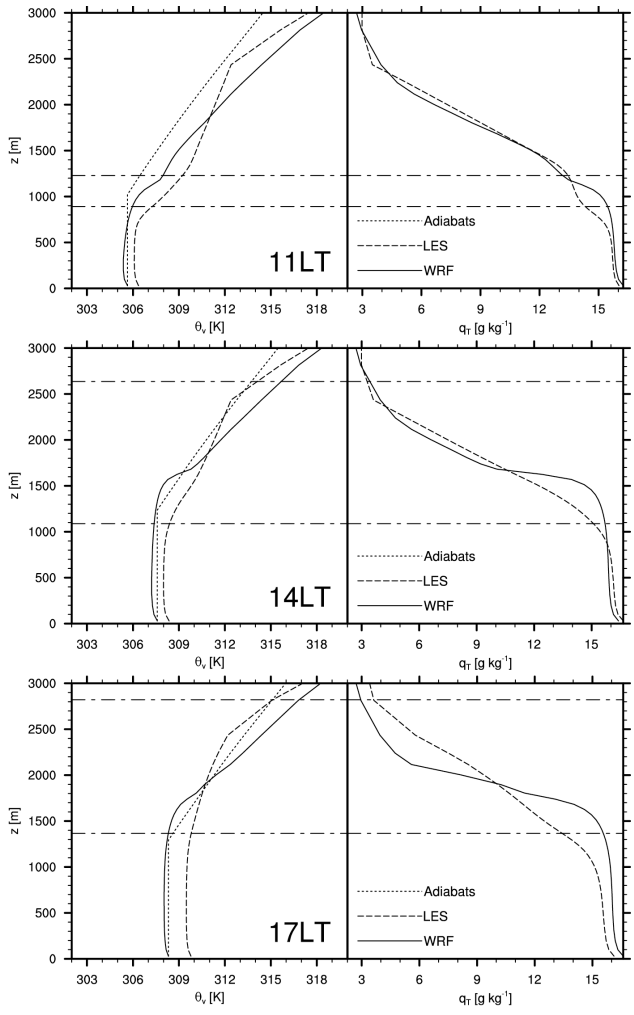

Figura 3. Perfiles verticales de temperatura potencial virtual (θ_v, izquierda) y humedad específica total (q_T, derecha) del WRF (continuas) y del LES (discontinuas), para tres instantes durante el 21 de junio de 1997: 11 LT (arriba), 14 LT (en el medio) y 17 LT (abajo). También se incluyen las adiabáticas secas y húmedas que pertenecen a los perfiles del WRF (punteada). Las líneas horizontales representan la base y la cima de las nubes calculadas por el LES. Están definidas como el nivel más bajo y más alto en el que $q_L > 0$, respectivamente.

Los resultados del WRF están promediados a partir de todos los puntos de malla dentro del dominio (más pequeño). Cabe destacar que en este análisis no incluimos los datos observacionales ya que asumimos que el LES es coherente con las observaciones (BR02). Los datos del LES representan un estado atmosférico temporal y espacialmente promediado más detallado que las observaciones.

A las 11 LT, se ha desarrollado una capa límite bien mezclada con una temperatura promedio en la capa de unos

305.5 K para KF y unos 306 K para el LES. En ambos modelos, la humedad específica total de la capa de mezcla es de unos 16 g kg^{-1}; el LES es ligeramente más seco que el WRF. La capa mezclada calculada por el LES se extiende hasta 800 m, mientras que el perfil del WRF muestra una capa mezclada más profunda a partir de unos 1200 m. Esta diferencia puede venir provocada por el hecho que utilizamos el esquema de la capa límite del *Medium-Range Forecast* (MRF; Predicción de Medio Alcance, Hong y Pan, 1996) en el WRF, que tiende a sobrestimar el crecimiento de la capa límite (Zhong et al., 2007). Un análisis de sensibilidad utilizando el esquema de la capa límite Eta-Mellor-Yamada (ETA; Janjić, 1994) mostró algunos mejores resultados respecto a la determinación de la altura de la capa límite, porque crea una capa límite más somera, pero también mostró un gran sesgo en la temperatura y la humedad de la capa de mezcla. Analizando los resultados del LES, si nos centramos en la región encima de la capa límite, encontramos el gradiente vertical de temperatura más pequeño en el LES entre la cima de la nube y 2500 m; esto indica una capa troposférica condicionalmente inestable, una condición necesaria para el crecimiento de los cúmulos someros durante el día, tal como hemos dicho en la sección anterior. La nube puede crecer potencialmente hacia arriba hasta el nivel donde se acaba este régimen (unos 2.5 km de altura), e incluso más arriba, cuando pierde toda su flotabilidad positiva ultrapasando los límites y entrando en la región estable. En cambio, el gradiente vertical de temperatura del WRF es más alto que la adiabática húmeda y por lo tanto se define como totalmente estable; este régimen impide el crecimiento de las nubes. Otro efecto de la diferencia entre el gradiente vertical de temperatura por encima de la capa de mezcla en el WRF y el LES es que la temperatura es claramente más baja en la región entre 2 y 3 km de altura para el LES comparado con el WRF. Por lo tanto, una burbuja con una temperatura parecida podría subir mucho más arriba en esta capa en el LES comparado con el WRF, porque su flotabilidad se mantiene positiva a más altura.

Tanto la capa condicionalmente inestable en el LES como la capa totalmente estable en el WRF por encima de la inversión también se observan a las 14 LT y las 17 LT. Es sorprendente como, a pesar de los perfiles iniciales equivalentes, el WRF y el LES muestran un perfil claramente distinto entre 2000 y 3000 m más tarde, durante el día.

Analizando los resultados del LES por lo que respecta a la formación de nubes, encontramos que los cúmulos someros ya se han desarrollado, con su base a unos 900 m y su cima a unos 1200 m. A primera vista, esto se corresponde con la capa de nubes que podemos esperar del perfil del LES, asumiendo gradientes térmicos adiabáticos parecidos al WRF. En cambio, las adiabáticas indican que la capa de nubes sigue ausente en el WRF, y una clara capa de inversión ya aparece a unos 1200 m. La temperatura crece unos 2 K en sólo 200 m. Observamos que la inversión de temperatura dificultará la aparición y el desarrollo vertical de nubes. Así pues, es una razón importante para la ausencia de una capa de nubes.

A las 14 LT, la capa bien mezclada se ha desarrollado hasta el nivel de 1700 m en el caso del WRF y hasta 900 m en el caso del LES. La temperatura de la capa de mezcla también ha aumentado; ahora la temperatura es de unos 307 K para el WRF y de 308 K para el LES. La humedad específica es de unos 16 g kg^{-1} en ambos modelos.

La capa de inversión del WRF se encuentra a unos 1700 m. Entre la capa de mezcla y la troposfera existe una diferencia de temperatura de unos 3 K y un secamiento de 15 a 9 g kg^{-1}; así pues la inversión que afecta negativamente a la formación de cúmulos someros se ha desarrollado más adelante. El LES muestra una pequeña inversión encima de la nube, que se extiende verticalmente entre 1100 y 1600 m. La inversión es menos fuerte que la del WRF; sólo hay una diferencia de temperatura de unos 2.5 K por encima de los 500 m. La humedad específica ni siquiera muestra inversión, sino más bien una transición entre la capa bien mezclada -con una constante q con la altura- y la capa de nubes -q decreciente con la altura.

Si nos concentramos en las adiabáticas secas y húmedas, encontramos que una burbuja empezando con los valores de superficie del WRF subiría hasta 1200 m hasta que se saturara. Potencialmente allí puede formar nubes, hasta 1600 m, donde la burbuja vuelve a ser más fría que su entorno. Así, una posible capa de nubes podría formarse entre 1200 y 1600 m. Según el LES, la base de la nube se encuentra a unos 1100 m, ligeramente por debajo de la altura señalada por el WRF. Si utilizamos el mismo gradiente térmico adiabático que el WRF, esperamos una capa de nubes extendiéndose hasta 2500 m de altitud. Esto se corresponde con los resultados del modelo de LES: la profundidad de la capa de nubes es mucho mayor que en el WRF, con la cima de la nube a 2550 m, alcanzado una profundidad de más de 1.5 km. En efecto, puede verse, tal y como acabamos de describir, que la nube se sale y entra en la región estable de arriba.

A las 17 LT, la capa de mezcla del WRF es unos 2 K más fría y 1 g kg^{-1} más húmeda que la capa de mezcla del LES. Además, la inversión de la temperatura del WRF parece ser menos fuerte, lo que indicaría unas mejores condiciones para la formación de nubes. Por otro lado, por lo que respecta a la humedad, observamos un secamiento extremo de la capa que se encuentra sobre la capa de nubes. La humedad específica baja rápidamente de 15 g kg^{-1} a 1700 m a 3 g kg^{-1} a 2100 m. El perfil de humedad específica del LES no muestra esta fuerte inversión; la humedad baja lentamente con la altura en toda la capa de nubes. Vemos que debido a la falta de humedad, la capa de nubes que se desarrolla en el WRF es somera. Las adiabáticas muestran que una capa de nubes existe entre 1300 m y 1800 m. Intuitivamente, esta capa de nubes vuelve a corresponderse con la capa de nubes que podría construirse con los perfiles adiabáticos. La altura de la base de la nube está de acuerdo con el LES, pero de nuevo podemos ver que las nubes del LES están más desarrolladas verticalmente (hasta 2800 m).

Es interesante comparar nuestros resultados del WRF con los resultados obtenidos en el estudio de intercomparación del modelo de columna única hecho por LE04. En este sentido, nos centramos en un SCM con un esquema de parametrización de cúmulos parecido al utilizado en este estudio. MESO-NH (Lafore et al., 1997, Sánchez y Cuxart, 2004) también utiliza Kain-Fritsch para parametrizar la convección y por lo tanto lo utilizaremos como modelo de referencia. Observamos que estos SCM tienen 40 niveles en los 4 km de más abajo. Así, la resolución vertical es comparable al modelo utilizado en este estudio.

- (a) Los resultados de MESO-NH muestran una temperatura media de la capa de mezcla de 304 K a las 11:30 LT y de 306.5 K a las 15:30 LT, una temperatura más baja comparada con nuestros resultados obtenidos a partir del LES, especialmente por la mañana. Sin embargo, se comparan bien con el otro SCM y el modelo KNMI-LES mostrado en LE04.
- (b) Los perfiles de q_T se comparan satisfactoriamente con los resultados mostrados aquí, con un valor medio de la capa de mezcla de unos 16 g kg^{-1} a las 11:30 LT y de 16.5 g kg^{-1} a las 15:30 LT. Observamos que MESO-NH muestra el perfil de q, el que más se parece al modelo KNMI-LES de todos los SCM mostrados en LE04.
- (c) La estructura general de la capa límite de MESO-NH es muy comparable al LES por la mañana (altura de la capa de mezcla a 800 m; gradientes térmicos parecidos), así como por la tarde (altura de la capa de mezcla a 1200 m, gradientes parecidos). Muestra una capa condicionalmente inestable, en contraste con otros modelos, que crean una clara capa de inversión, parecida al WRF (en especial HIRLAM, pero también ECMWF y ECHAM4). Esto puede relacionarse con el comportamiento del flujo de masa de los esquemas de parametrización de los cúmulos.

Debido a la gran dispersión en los resultados mostrados por LE04, queda claro que los esquemas de parametrización afectan en gran manera en la representación de la estructura de la capa límite. En este sentido, el desarrollo de las nubes también se ve influido por los esquemas de parametrización. Además, los resultados de MESO-NH indican que Kain-Fritsch muestra un buen rendimiento por lo que respecta a las características de la capa límite. En la siguiente sección, pondremos más énfasis en la representación de la nubes en el WRF.

3.3 Propiedades de las nubes

A parte del análisis de los perfiles termodinámicos, podemos profundizar en las propiedades de los cúmulos someros en el LES y el WRF. En la sección anterior, hemos introducido el trasfondo teórico para analizar las nubes. Empezamos con el análisis adicional de las condiciones para los cúmulos someros mencionadas en la sección anterior, para analizar las propiedades de las nubes que podemos extraer del comportamiento teórico. Después, comparamos

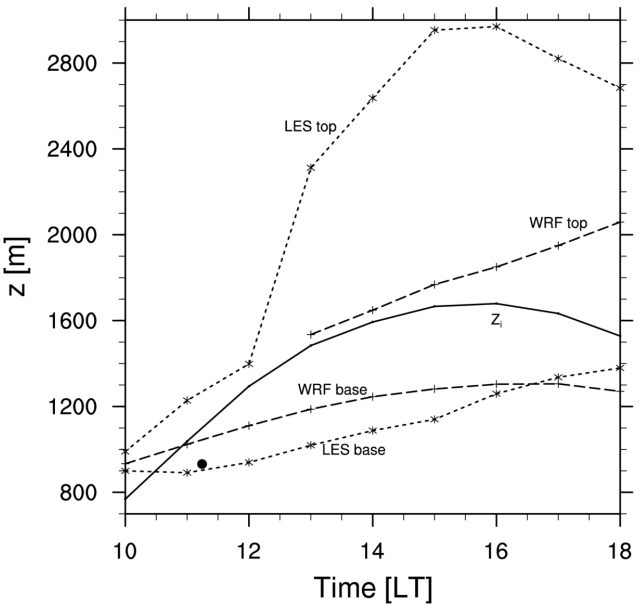

Figura 4. Evolución temporal de la base y la cima de la nube calculada con el WRF y basada en los resultados del LES. Observamos que en el caso del WRF, aquí la base de la nube se define como el LCL. La altura de BL calculada por el WRF, utilizando el método de números de Richardson, también se da (Z_i, línea continua). El tiempo y la altura del LCL en el que el modelo de capa de mezcla llegó a la saturación viene indicado con un punto negro.

esta teoría con las propiedades reales de las nubes que podemos extraer de los resultados del modelo.

Una condición necesaria para la formación de los cúmulos someros es que el nivel de condensación por ascenso debería estar por debajo de la altura de la capa límite (condición (a)); si las condiciones de humedad son tales que las burbujas de aire se saturan antes de que su ascensión esté limitada por una inversión encima de la nube, las nubes podrían desarrollarse. La Figura 4 muestra la base y la cima de la nube del LES y del WRF, así como la altura de la capa límite calculada por el WRF. Asumimos que la altura de la capa límite para los dos modelos tiene valores comparables durante la primera hora de la mañana. Tal y como hemos dicho antes, la base de la nube y el LCL tienen alturas equivalentes. Si aplicamos la condición LCL$<Z_i$, las nubes podrían formarse potencialmente alrededor de las 10:30 LT para un LCL a unos 900 m para el LES y alrededor de las 11 LT con un LCL a unos 1000 m para el WRF. Para corroborar estos resultados se ha realizado una simulación de modelo de capa de mezcla (Tennekes, 1973), basado en la teoría de la burbuja simple y utiliza la misma condición LCL$<Z_i$ para identificar el inicio de la formación de la nube. Además, se utilizan los mismos forzamientos de superficie que los mostrados en la Figura 2. Si nos basamos en estos resultados, la formación de las nubes empezaría alrededor de las 11:30 LT a una altura de 920 m. El considerable parecido

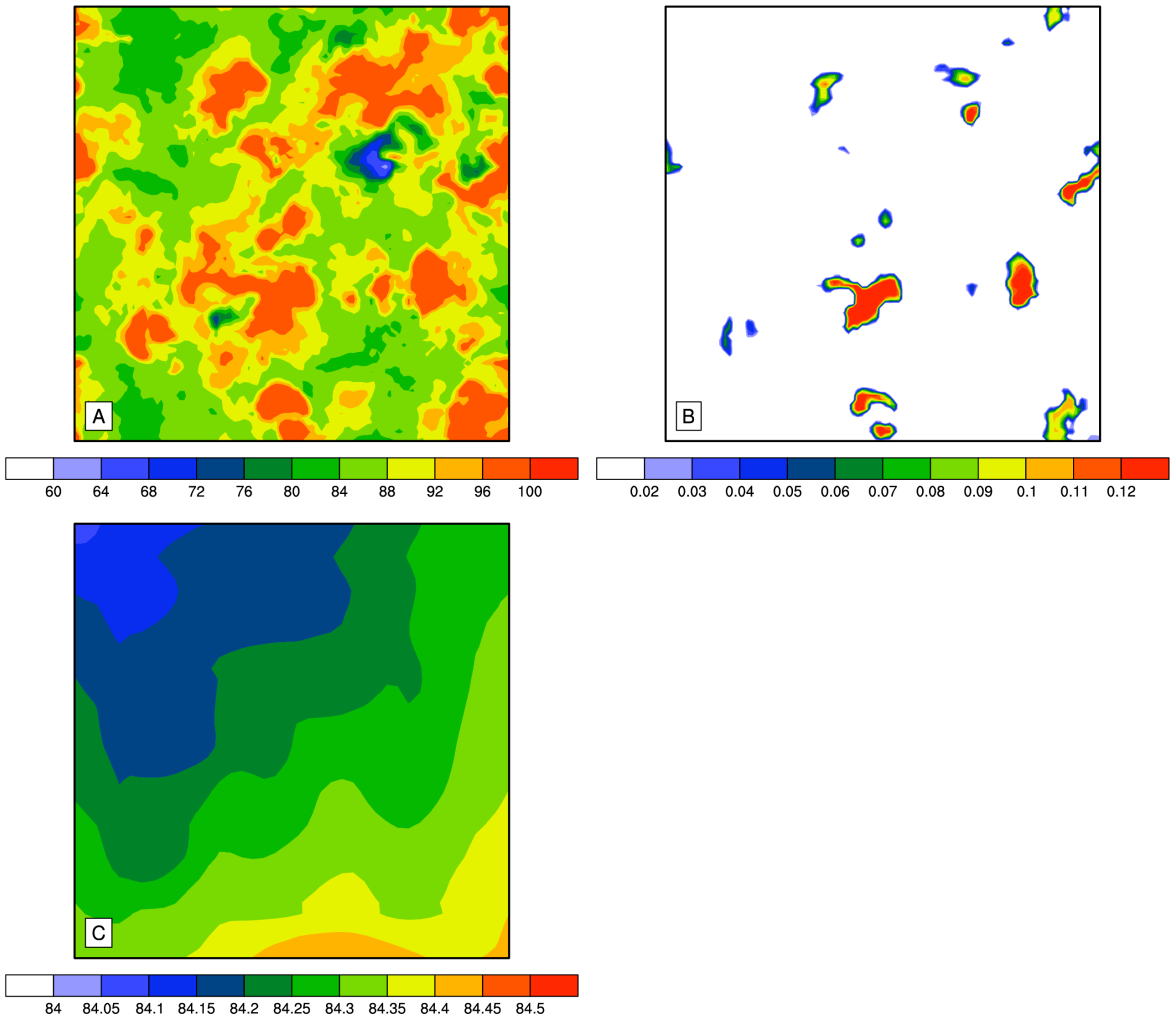

Figura 5. Perfil transversal horizontal de la humedad relativa (%) a las 14 LT para el LES (A) y el WRF (C) cerca de la altura del LCL (aproximadamente 1060 m, ver Figura 3). El perfil transversal del agua líquida de nube (g kg^{-1}) para el LES también se encuentra en el gráfico (B). Para los detalles ver el texto. Observamos que las áreas mostradas en esta figura tienen distintas limitaciones: A y B es el dominio del LES (6.4 x 6.4 km^2) y C representa el tercer dominio del WRF (41 x 41 km^2).

entre estos resultados indica que, basándonos en condiciones típicas para las condiciones de los cúmulos someros, cabría esperar que la formación de éstos mismos empezara alrededor de las 10 - 11 LT.

Por otro lado, nos centramos en la evolución diaria de la profundidad de la nube. Observamos que la base y la cima de la nube del LES mostradas en la Figura 4, fueron calculadas por el modelo mismo, mientras que la base y la cima de la nube del WRF se basan en el análisis termodinámico mostrado en la subsección anterior. Cabe destacar que en el caso del LES, los resultados de la determinación de la altura de la base y la cima del nube entre el análisis mediante el modelo de la burbuja y los resultados del modelo se parecen mucho. Si nos concentramos en primer lugar en los resultados del WRF, podemos ver que las nubes no empiezan a formarse hasta alrededor de las 13 LT. La diferencia entre la hora de aparición pronosticada por la condición LCL$<Z_i$ podría ser una consecuencia de la idea que esta condición no puede pronosticar la hora de la aparición, o sólo puede hacerlo en parte, o bien de un funcionamiento ineficaz del modelo mismo o del esquema de parametrización.

Sin embargo, esta condición se cumple claramente en el caso del LES; la aparición pronosticada de nubes a las 10:30 LT se compara bien con la hora del inicio de la formación de nubes del modelo mismo, alrededor de las 10 LT (ver Figura 4). Por lo tanto, concluimos que la representación de nubes en el WRF sólo puede estar causada por cálculos poco realistas del modelo mismo.

Si nos concentramos en la profundidad de las nubes del LES -recordemos que es un resultado del modelo- vemos que las nubes empiezan a las 10 LT y crecen rápidamente durante la mañana, alcanzando una profundidad máxima a las

12 LT de unos 2 km. Tal como hemos dicho brevemente en el análisis de los perfiles termodinámicos, este resultado de la profundidad de las nubes del modelo LES se parece mucho a la profundidad de las nubes que podíamos esperar de los perfiles adiabáticos en la Figura 3.

La mayoría de los Modelos de Columna Única de LE04 dieron como resultado que la condensación de las nubes empezara alrededor de las 10 LT, hecho comparable al resultado del modelo LES; sin embargo, los resultados están muy dispersos en la aparición y cantidad de nubes, dependiendo del esquema de las nubes y los cálculos de la convección y la turbulencia (LE04). MESO-NH (con el CPS de Kain-Fritsch) muestra una fracción de nubes muy realista, fluctuando de 20 a 60% durante el día, pero con demasiado poca agua líquida de nube comparado con el LES. Esto vuelve a corresponderse con el comportamiento del flujo de masa, que es demasiado activo a la hora de transportar calor y humedad desde la capa por debajo de las nubes a la capa de nubes (ver Sección 3.5).

Resumiendo, podemos observar que el LES (y por lo tanto, las observaciones), el modelo de capa de mezcla y la mayoría de SCM muestran que la condición LCL$<Z_i$ se cumple durante el 21 de junio de 1997. El análisis del análisis termodinámico añade evidencias de la aparición y el desarrollo vertical de estas nubes. Basándonos en este análisis, también esperamos que el WRF represente una capa de nubes, aunque se espera que se desarrolle más tarde durante el día y que sea más somera comparada con el LES.

Hemos obtenido un forzamiento de la superficie comparable (a), una estructura razonable de la capa límite, analizada por el método de la burbuja (b) y características realistas de las nubes derivadas de la teoría (c) del WRF comparado con el LES. A parte de esto, se plantea la pregunta de si el WRF reproduce los cúmulos someros en cuanto a la formación de agua líquida de nube. En este sentido, los resultados del modelo WRF contrastan con los resultados descritos en las secciones a-c. Como resumen, la Tabla 2 ofrece la aparición de nubes pronosticada según el método de la burbuja (Sección 3.2), la condición LCL$<Z_i$ (Sección 3.3) y los resultados del modelo en cuanto a la formación de agua líquida de nube. Queda claro que en el caso del LES, los resultados coinciden, pero no en el caso del WRF. El WRF no calcula el agua líquida de nube en ningún sitio durante el día, lo que indica que las condiciones para la condensación del vapor de agua no se cumplen. Es difícil encontrar una explicación para este resultado, porque no queda claro si está causado por el hecho de que los perfiles termodinámicos facilitados por el WRF no cumplen con las condiciones para la formación de nubes reales, o si el WRF no puede representar los cúmulos someros sobre tierra, incluso por condiciones termodinámicas que correspondan a una capa límite típica de cúmulos someros. Por otro lado, el análisis anterior ha mostrado la formación de una capa de nubes en el WRF, que no está representada por el modelo en sí.

La diferencia de representación de cúmulos someros en el LES y el WRF puede explicarse por las diferencias en las resoluciones y las hipótesis físicas. Debido a la diferencia en las escalas de malla entre el LES y el WRF, el LES puede tratar la convección de los cúmulos someros como un proceso explícito dentro de un elemento de malla. No tiene esquema de nube, ya que calcula el agua líquida de la nube directamente a partir de la temperatura y la humedad. En el caso de un modelo mesoescalar como el WRF, con grandes escalas de malla, ninguna de las mallas llega a la saturación, porque los cúmulos someros son un efecto de submalla, que no puede provocar que un elemento de malla mayor se condense. Con el fin de seguir investigando sobre esta cuestión, la Figura 5 muestra la sección transversal horizontal de la humedad relativa en el LCL calculado.

A primera vista, podemos ver que el valor medio es comparable, alrededor de 89% para el LES y de 84% para el WRF. Sin embargo, tal como se ve en la figura, la variación horizontal es mucho mayor en el LES que en el WRF. La humedad relativa fluctúa entre 62% y 100% dentro del dominio, mientras que es casi constante en el WRF alrededor de 84.2%. Tal como hemos mencionado antes, el LES resuelve los movimientos turbulentos de gran escala. De este modo, puede representar los movimientos verticales inducidos por las corrientes térmicas. En consecuencia, algunas celdas de malla pueden representar una corriente térmica y por lo tanto producirán una gran humedad relativa. En el caso de una humedad relativa de 100%, se produce condensación y se formará agua líquida de nube, hecho que podemos ver en la Figura 5. Por otro lado, la escala de malla del WRF no permite que se calculen directamente las corrientes térmicas de pequeña escala; en contraste con el LES, la turbulencia está parametrizada. Por esto y debido a las condiciones de superficie homogénea, hay muy poca diferencia entre los valores de la humedad relativa entre las distintas celdas de malla.

Los resultados de SCM en LE04 ofrecen más pruebas del efecto de las distintas parametrizaciones físicas en el cálculo de la humedad relativa. Observamos que los resultados de SCM en LE04 muestran una gran dispersión en el caso de máxima humedad relativa; sus valores se estiman alrededor de 90 - 98% a las 11:30 LT y 85 - 100% a las 15:30 LT.

Los resultados antes descritos indican que el WRF puede representar convección de cúmulos someros en cuanto a los flujos turbulentos de superficie, a la estructura de la capa límite y a las propiedades de la nube. Por otro lado, la representación microfísica de los cúmulos someros en el WRF es pobre, debido a la escala de submalla de este fenómeno.

3.4 Parametrización convectiva

Tal como se ha mencionado anteriormente, la convección de cúmulos someros es un efecto de la escala de submalla y por lo tanto requiere una parametrización para describir este proceso en los modelos mesoescalares. En la sección anterior, hemos mencionado que los esquemas de parametrización de cúmulos desarrollados por Kain y Fritsch (KF) y Grell (Grell) han mostrado el mejor rendimiento con modelos de alta resolución. En este estudio, hemos com-

Tabla 2. La hora pronosticada de la aparición de las nubes (LT), según los distintos métodos discutidos en este estudio. Para los detalles, ver el texto.

Modelo	Método de la burbuja	LCL$<Z_i$	Modelo - agua líquida de nube
LES	10 LT	10:30 LT	10 LT
WRF	13 LT	11 LT	Nunca

parado los dos esquemas. Para completar la comparación, hemos realizado una simulación adicional sin ningún CPS. En esta simulación (denominada "explícita"), la formación de nubes no está parametrizada sino calculada directamente por el modelo.

La Figura 6 muestra los perfiles termodinámicos verticales de las simulaciones del WRF con un esquema de parametrización (Kain-Fritsch y Grell) y los calculados explícitamente. Se observa que los perfiles muestran estructuras comparables a las 11 LT y a las 14 LT. Sólo a las 17 LT, la inversión es mucho más acusada en la simulación explícita y para Grell, tanto para la temperatura como para la humedad, comparada con la simulación con Kain-Fritsch. La temperatura aumenta rápidamente de 308 K a 311 K a 1700 hasta 1800 m. En estos perfiles, la altura de la capa límite se caracteriza por una fina capa de nubes a unos 1800 m, enfriada radiativamente en la cima. El esquema de Grell sugiere que los perfiles de la temperatura y la humedad del WRF pueden provocar potencialmente la formación de nubes estratiformes, debido a la magnitud de la inversión. En cambio, KF muestra perfiles que pueden facilitar la formación de cúmulos someros, pero finalmente no presenta ninguna señal de nube, tal y como hemos descrito con detalle en la subsección anterior. Parece que las condiciones para la formación de nubes se cumplen, pero, dependiendo de los parámetros dentro del esquema de los cúmulos, el esquema muestra un tipo diferente de nube o bien facilita la formación de cúmulos someros, pero aún así acaba sin condensación, porque no se cumplen algunas condiciones extras dentro del esquema de los cúmulos humilis. Aparentemente, Grell favorece la condensación en todo el dominio, mientras que Kain-Fritsch favorece el transporte vertical pero no provoca la formación de agua líquida de nubes. De algún modo, esto se puede relacionar con los hallazgos de Liang et al. (2004), que descubrieron que el esquema de Grell responde sobre todo a los movimientos verticales de gran escala, mientras que Kain-Fritsch está influido por el forzamiento cercano a la superficie, como en este caso.

Basándonos en estos resultados hemos decidido concentrarnos en el esquema KF, porque, aunque no se formen nubes en él, muestra el comportamiento más realista por lo que respecta a la representación dinámica de la capa límite. Observamos que los modelos de columna única en LE04 también muestran nubes de capa límite estratiformes (HIRLAM) o una gran sobrestimación de agua líquida de nube (ECMWF, ARPEGE, ECHAM4), así pues, parece que se trata de una cuestión anteriormente descrita. Aparentemente, la retroalimentación entre la formación de nubes y la microfísica depende fuertemente de la formulación exacta de los esquemas de parametrización. Para todas las simulaciones, hemos utilizado el esquema microfísico de Kessler (Kessler, 1969). El tratar la microfísica explícitamente no hacía mejorar los resultados.

Se espera que la evolución de la CAPE de una capa de cúmulos humilis muestre lentas fluctuaciones en el tiempo porque es un fenómeno estable que empieza por la mañana, crece lentamente durante la tarde y desaparece en cuanto los flujos de superficie disminuyen para aportar una entrada de energía a la capa límite. Neggers et al. (2004) muestran la evolución de la CAPE de la simulación del LES. Aunque la definición de la CAPE es ligeramente distinta, puede utilizarse la evolución diaria como referencia para compararla con nuestros resultados mostrados en la Figura 7. La CAPE muestra un aumento gradual por la mañana y por la tarde, alcanzando un máximo a las 18 LT y disminuyendo rápidamente hasta cero en una hora. Por lo tanto, queda claro que la simulación de KF muestra la mayor correspondencia con los cúmulos humilis típicos por lo que respecta a la evolución temporal de la fuerza de la capa de nubes.

Para extender este análisis, podemos comparar la CAPE de la simulación con y sin un esquema de parametrización. En este sentido, la Figura 7 muestra la evolución temporal de CAPE de las capas de nubes para las dos simulaciones. Esta figura muestra que los valores de CAPE de la simulación de KF son relativamente constantes en el tiempo, aumentando de 0.05 a 0.2 $m^2\ s^{-2}$ de las 13 LT a las 15 LT y después se mantiene constante alrededor de 0.2 $m^2\ s^{-2}$. Según la simulación explícita, la CAPE aumenta fuertemente durante la tarde de 0.05 a 0.25 $m^2\ s^{-2}$ y baja hasta cero después de las 16 LT.

Puesto que KF es el esquema que mejor reproduce la convección de cúmulos humilis, decidimos seguir analizando su rendimiento. Tal y como hemos dicho en la Sección 2, el KF CPS tiene una función de activación para representar los movimientos verticales de gran escala. En nuestros experimentos numéricos esta función de activación no tiene ninguna influencia. El hecho de encenderla o apagarla no cambia los resultados. Aparentemente, un aumento extra de la temperatura no tiene ningún efecto en el tipo de convección (profunda o somera) por debajo de las condiciones generales. Probablemente, puede influir el orden de magnitud de la convección; porque si el exceso de la temperatura de la burbuja es mayor, su flotabilidad también es mayor, y por lo tanto las nubes potenciales podrían crecer vertical-

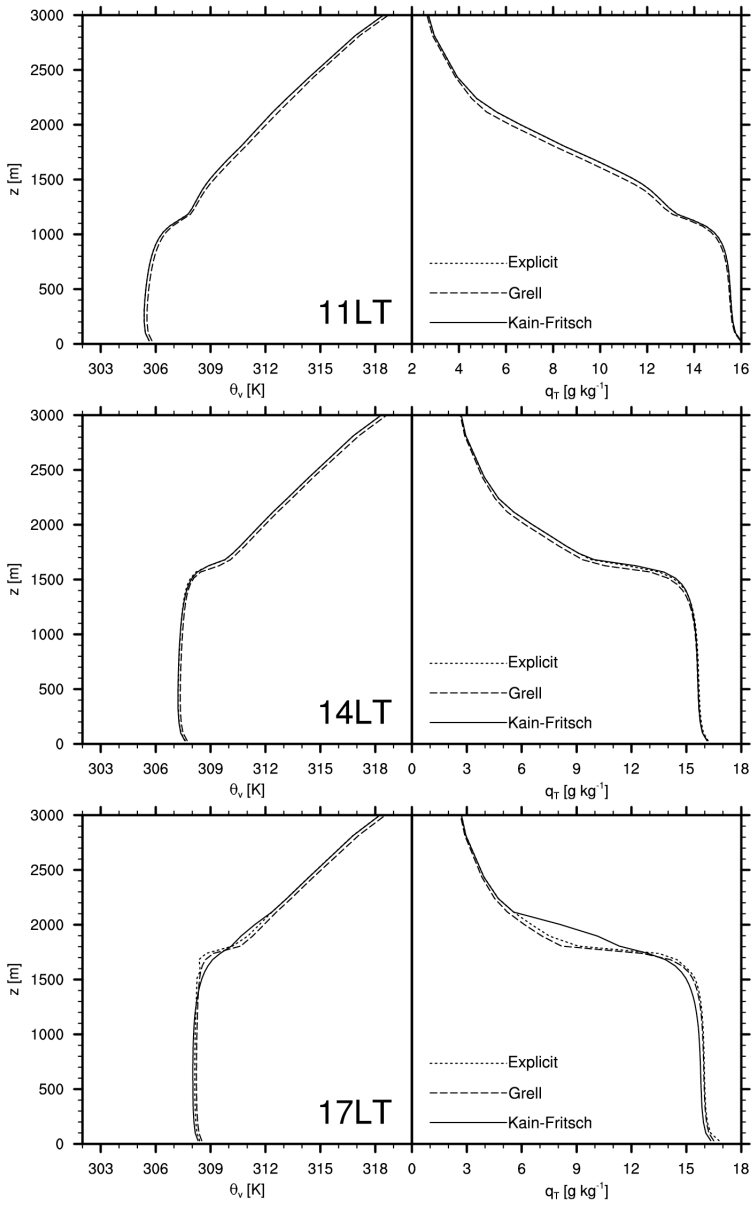

Figura 6. Similar a la Figura 3, pero en esta figura aparecen los perfiles verticales de la simulación del WRF con el esquema de parametrización de Kain-Fritsch (continua), el esquema de parametrización de Grell (discontinua) y sin esquema de parametrización explícito (punteada). Observamos que no se incluyen ni los resultados del LES ni las adiabáticas.

mente. Esto contradice un trabajo anterior de Kain y Fritsch (1992) y Jacob y Siebesma (2003), que argumentaban claramente que la función de activación es una parte esencial del esquema de la convección; posiblemente, esto sólo sea válido para convecciones profundas más adversas. LE04 destacan que en este caso la función de activación no tiene importancia porque la convección somera sobre tierra está gobernada por el forzamiento de superficie, no por el forzamiento de gran escala representado por una función de activación.

Antes de que se active la parametrización de convección en KF, tienen que cumplirse varias condiciones (Kain, 2004). Hemos clasificado todas las capas de fuente de corriente de aire ascendente (USL, según las siglas inglesas) según estas condiciones. En primer lugar, la altura de la cima de la nube no debería ser un nivel vertical del modelo por encima de la altura del LCL. De este modo, las nubes que son demasiado finas serán eliminadas en tratamientos futuros. Durante el proceso de cálculo, alrededor del 80% de todos los USL son rechazados para entrar en la rutina de convección, porque esta condición no se ha cumplido. Aparentemente, los LCL calculados por el esquema, que se basan en una relación empírica con la temperatura del punto de rocío, están clara-

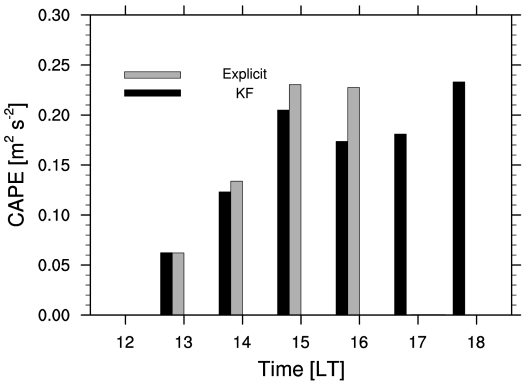

Figura 7. Evolución temporal de la energía convectiva potencial disponible (CAPE) para la simulación del WRF con el esquema de parametrización de Kain-Fritsch (negro) y la simulación sin esquema de parametrización (gris).

mente sobrestimados, en comparación con los resultados obtenidos por el análisis termodinámico en este estudio. Hemos encontrado que la altura mínima del LCL, calculada por Kain-Fritsch es de unos 1300 m durante el día, mientras que el LES y el WRF muestran unas alturas mínimas del LCL alrededor de 900 m (ver Figura 5). La razón sigue sin quedar clara: es difícil comparar las dos alturas del LCL, ya que están basadas en cálculos distintos; nuestro cálculo del LCL está basado en diferentes valores de superficie, mientras que en KF para cada nivel vertical candidato para la capa de fuente de corriente de aire ascendente se calcula el LCL. Se rechaza otro 6% de posibles capas de fuente de corriente de aire ascendente porque la cima de la nube se encuentra en el interior de la capa límite. Finalmente, sólo el 13% de todas las capas de fuente de corriente de aire ascendente que han empezado los primeros cálculos se quedan en este estadio.

En el segundo estadio, el esquema de parametrización de los cúmulos identifica la posibilidad de convección profunda o somera. Esta selección depende de las siguientes condiciones: si el esquema escoge convección profunda o somera, está determinado por la profundidad de la capa de nubes (ver más arriba) y la cantidad de energía de flotabilidad disponible. Todas las capas de fuente de corriente de aire ascendente quedan rechazadas por convección profunda, porque la profundidad de las nubes no sobrepasa nunca los 2 km, hecho que está de acuerdo con los resultados del LES y del WRF en la Figura 5. En consecuencia, los USL restantes se utilizan como entradas en el esquema de los cúmulos someros de KF. Los resultados muestran que el primer USL de Kain-Fritsch se encuentra alrededor de las 13:50 LT. Esto está de acuerdo, y resulta esperanzador, con los resultados del análisis de los perfiles termodinámicos, en los cuales hemos determinado el inicio de la formación de nubes en el WRF alrededor de las 13 LT (ver Figuras 4 y 5). Además, los cálculos de Kain-Fritsch se basan en la identificación de distintos niveles; sospechamos que un aumento de la resolución vertical en el modelo podría mejorar la determinación de estos niveles. Ciertamente, definiendo dos veces la cantidad de niveles verticales en la capa límite, observamos que los primeros USL se encontraron más de una hora antes (12:40 LT), lo que se corresponde mejor con los resultados del análisis del método de la burbuja.

También podemos analizar el comportamiento del esquema estudiando la representación del comportamiento dinámico de los cúmulos someros. En este sentido, sabemos que los cúmulos humilis aumentan el transporte vertical de calor y humedad desde la capa por debajo de las nubes al interior de la capa de nubes. Estas capas se derivan del análisis del método de la burbuja de los perfiles medios mostrados anteriormente y definidos como la capa por debajo y por encima del LCL (ver Figura 4). En teoría, el esquema de parametrización debería poder representar el aumento de transporte a escala de submalla. Para estudiar esta cuestión, definimos los valores verticalmente promediados de temperatura y humedad de la capa por debajo de las nubes y de la capa de nubes. Desde una perspectiva teórica, los cúmulos someros transportan calor y humedad desde la capa por debajo de las nubes hasta la capa de nubes, lo que aumenta la energía disponible para la formación de nubes (LE04). La Figura 8 muestra los promedios de capa para ambas capas, representadas por la simulación del WRF con el esquema Kain-Fritsch y sin el esquema de parametrización. Los resultados del LES se utilizan como referencia porque han mostrado que se correspondían con la estructura típica de la capa límite de cúmulos someros. Vemos que la temperatura potencial virtual de la capa por debajo de las nubes aumenta durante el día de 303 K a más de 305 K y la humedad específica total de la capa por debajo de las nubes aumenta de 15.75 g kg^{-1} a casi a 16.5 g kg^{-1} en la simulación explícita y 16.15 g kg^{-1} en la simulación con Kain-Fritsch. La temperatura de la capa por debajo de las nubes es ligeramente inferior (máximo 0.1 K) y la humedad específica más alta (0.4 g kg^{-1}) en el caso de la simulación con Kain-Fritsch en comparación con la simulación sin un esquema de parametrización. Observamos que la temperatura y la humedad de la simulación del LES fluctúan mucho en el tiempo. Especialmente, en el caso de la temperatura, no queda claro si la capa por debajo de las nubes está más caliente o más fría para el LES comparada con el WRF. La temperatura y la humedad de la capa de nubes también muestran una evolución diurna. La temperatura aumenta a lo largo del día de 304 a 306.5 K y la humedad baja de 15 g kg^{-1} a 14 g kg^{-1}. Las diferencias entre las simulaciones de la capa de nubes son menos importantes pero en este caso también podemos ver que la capa de nubes está claramente más caliente (máximo 0.5 K) y sobre todo húmeda (máximo 0.2 g kg^{-1}; excepto a las 16 LT), según la simulación con Kain-Fritsch, que se corresponde con el transporte vertical, tal y como hemos dicho antes. Aunque las diferencias son relativamente pequeñas, pueden ser lo suficientemente importantes para aumentar la formación de nubes a escala de

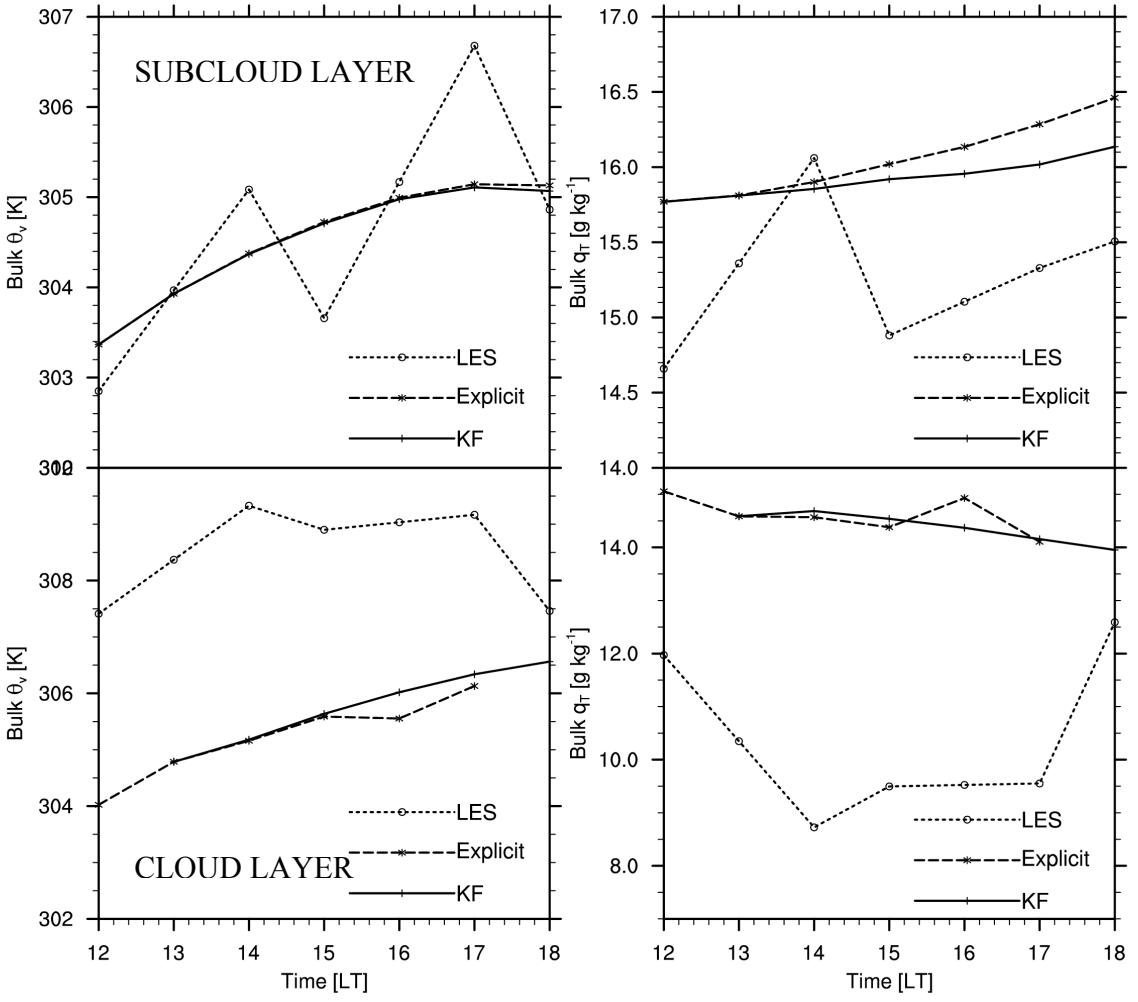

Figura 8. Evolución temporal de un promedio de capa de la temperatura potencial virtual (arriba) y la humedad específica total (abajo) de la capa por debajo de las nubes y de la capa de nubes, del WRF con cálculos explícitos de cúmulos (continua) e incluyendo el esquema de parametrización de los cúmulos de KF (discontinua). Los valores son promedios del dominio más pequeño.

submalla. Los resultados del LES muestran una capa de nubes con características distintas de las del WRF, porque esta capa es mucho más profunda en este modelo.

4 Conclusiones

Este estudio ha investigado cómo la convección somera que ocurre sobre tierra está representada por el modelo mesoescalar WRF. El caso se ha basado en una idealización de las observaciones tomadas en el *Atmospheric Radiation Measurement site* (emplazamiento de Medidas de Radiación Atmosférica) en Oklahoma, EUA, el 21 de junio de 1997 caracterizado por la presencia de cúmulos someros conducidos por el forzamiento de superficie con una fuerte variación diurna. Los resultados del WRF se han evaluado con las simulaciones explícitas de grandes remolinos utilizando un forzamiento de superficie muy parecido. El análisis se ha centrado en la estructura termodinámica de la capa límite y en las propiedades de las nubes. Además, los resultados se han comparado con estudios anteriores basados en modelos de columna única. Por otro lado, estudiamos la dependencia de los cúmulos humilis con la variabilidad de las propiedades de la superficie definiendo columnas únicas múltiples en el WRF. Los perfiles verticales recomendados representan las precondiciones ideales para la convección somera.

En el WRF, los flujos turbulentos en la superficie se calculan asumiendo un acoplamiento entre la tierra y la atmósfera. En este sentido, hemos modificado distintos parámetros de superficie para conseguir una evolución del flujo diurno parecido a la recomendada por el LES.

Los resultados indican que el WRF puede representar relativamente bien la estructura de la capa límite. En especial, los perfiles de la temperatura y la humedad de la capa de mezcla concuerdan satisfactoriamente con los resultados del LES. El análisis se ha extendido para estudiar los perfiles verticales de temperatura del LES y del WRF

utilizando el método de la burbuja con el fin de determinar la estabilidad atmosférica en distintas regiones de la capa límite y las propiedades de las nubes. A partir de esto, hemos concluido que: (a) en el WRF la inversión es más fuerte que la inversión simulada por el LES, reduciendo el potencial para que las burbujas crezcan por encima de esta inversión; (b) el gradiente vertical de temperatura condicionalmente inestable entre 2 y 3 km de altura, que es una condición necesaria para los cúmulos someros, está presente en el LES y ausente en el WRF; (c) las nubes empiezan a formarse por la mañana para el LES y por la mañana y a primera hora de la tarde en el WRF, dependiendo de la condición, y alcanzando una profundidad máxima de 2.5 km para el LES y 1 km para el WRF.

En cuanto a la formación de agua líquida de nube, hemos encontrado que, en contraste con el LES, el WRF no produce. Por lo tanto, cabe destacar que las diferencias encontradas en la evolución de la capa límite según el LES y el WRF en el análisis con el método de la burbuja también pueden corresponderse con la incapacidad del WRF para formar agua líquida de nube.

Los cúmulos humilis se caracterizan por escalas de longitud más pequeñas que las típicas longitudes de malla. En consecuencia, su representación requiere el uso de la parametrización de la dinámica y física de las nubes. En nuestro caso, hemos estudiado el papel de la parametrización convectiva al representar la convección de cúmulos humilis. En este sentido, hemos mostrado que es necesario el uso de un esquema de representación de cúmulos. La parametrización de la convección somera aumenta el transporte vertical de calor y humedad de la capa por debajo de las nubes a la capa de nubes. En nuestro estudio, hemos utilizado y comparado dos esquemas de parametrización de cúmulos, Kain-Fritsch y Grell, con los resultados de una simulación "explícita". Los resultados de esta comparación mustran que Kain-Fritsch representa mejor la estructura vertical de la capa límite que Grell y a la simulación explícita en cuanto a la representación del aumento de transporte vertical. Por otro lado, Grell y la simulación explícita favorecen la formación de agua líquida de nube que conlleva la aparición de una inversión muy marcada -que no se corresponde con las condiciones típicas de la convección somera. En otras palabras, utilizando Grell o las opciones físicas explícitas el modelo tiende a tener un peor rendimiento. Los análisis de sensibilidad señalaron el fuerte acoplamiento entre las parametrizaciones de los cúmulos y las microfísicas y la dificultad de representar las principales propiedades de los cúmulos humilis por lo que respecta al transporte convectivo y el contenido de agua líquida a causa de la fuerte variabilidad espacial dentro de la malla.

Referencias

Bolton, D., 1980: *The computation of equivalent potential temperature*, Mon Wea Rev, **108**, 1046–1053.

Braun, S. A. y Tao, W. K., 2000: *Sensitivity of high-resolution simulations of hurricane Bob (1991) to planetary boundary layer parameterizations*, Mon Wea Rev, **128**, 3941–3961.

Brown, A. R., Cederwall, R. T., Chlond, A., Duynkerke, P. G., Golaz, J. C., Khairoutdinov, M., Lewellen, D. C., Lock, A. P., MacVean, M. K., Moeng, C. H., Neggers, R. A. J., Siebesma, A. P., y Stevens, B., 2002: *Large-eddy simulation of the diurnal cycle of shallow cumulus convection over land*, Quart J Roy Meteor Soc, **128**, 1075–1094.

Buzzi, A., Fantini, M., Malguzzi, P., y Nerozzi, F., 1994: *Validation of a limited area model in cases of mediterranean cyclogenesis: surface fields and precipitation scores*, Meteor Atm Phys, **53**, 137–153.

Callado, A. y Pascual, R., 2005: *Diagnosis and modelling of a summer convective storm over Mediterranean Pyrenees*, Adv Geosci, **2**, 273–277.

de Rooy, W. C. y Siebesma, A. P., 2008: *A simple parameterization for detrainment in shallow cumulus*, Mon Wea Rev, **136**, 560–576.

Ek, M. B. y Holtslag, A. A. M., 2004: *Influence of soil moisture on boundary layer cloud development*, J Hydrometeor, **5**, 86–99.

Fritsch, J. M. y Chappell, C., 1980: *Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part I: convective parameterization*, J Atmos Sci, **37**, 1722–1733.

Gochis, D. J., Shuttleworth, W. J., y Yang, Z. L., 2002: *Sensitivity of the modeled North American monsoon regional climate to convective parameterization*, Mon Wea Rev, **130**, 1282–1298.

Grell, G. A., 1993: *Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations*, Mon Wea Rev, **121**, 764–787.

Grell, G. A. y Devenyi, D., 2002: *A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques*, Geoph Res Letters, **29**, 38–1–4.

Grell, G. A., Dudhia, J., y Stauffer, D. R., 1995: A description of the fifth-generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5), NCAR Technical Note, NCAR/TN-398 + STR, 138 p.

Hahmann, A. N., Rostkier-Edelstein, D., Warner, T. T., Liu, Y., Vandenberghe, F., y Swerdlin, S. P., 2008: *Toward a climate downscaling for the Eastern Mediterranean at high-resolution*, Adv Geosci, **12**, 159–164.

Hong, S. Y. y Pan, H. L., 1996: *Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model*, Mon Wea Rev, **124**, 2322–2339.

Jacob, C. y Siebesma, A. P., 2003: *A new subcloud model for mass-flux convection schemes: influence on triggering, updraft properties and model climate*, Mon Wea Rev, **131**, 2765–2778.

Janjić, Z. I., 1994: *The step-mountain Eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure Schemes*, Mon Wea Rev, **122**, 927–945.

Jimenez-Guerrero, P., Jorba, O., Baldasano, J. M., y Gasso, S., 2008: *The use of a modelling system as a tool for air quality management: Annual high-resolution simulations and evaluation*, Sci Tot Env, **390**, 323–340.

Kain, J. S., 2004: *The Kain-Fritsch convective parameterization: an update*, J Appl Meteor, **43**, 170–181.

Kain, J. S. y Fritsch, J. M., 1990: *A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization*, J Atmos Sci, **47**, 2784–2802.

Kain, J. S. y Fritsch, J. M., 1992: *The role of convective "trigger function" in numerical forecasts of mesoscale convective systems*, Meteor Atmos Phys, **49**, 93–106.

Kessler, E., 1969: On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation, Meteorological Monograph vol. 32, American Meteorological Society, 84 p.

Kuo, Y. H., Reed, R. J., y Liu, Y., 1996: *The ERICA IOP 5 storm. Part III: mesoscale cyclogenesis and precipitation parameterization*, Mon Wea Rev, **124**, 1409–1434.

Kuo, Y. H., Bresch, J. F., Cheng, M. D., Kain, J. S., Parsons, D. B., Tao, W. K., y Zhang, D. L., 1997: *Summary of a mini workshop on cumulus parameterization for mesoscale models*, Bull Amer Meteor Soc, **78 (3)**.

Lafore, J. P., Stein, J., Asencio, N., Bougeault, P., Ducrocq, V., Duron, J., Fischer, C., Héreil, P., Mascart, P., Masson, V., Pinty, J. P., Redelsperger, J. L., Richard, E., y Vilà-Guerau de Arellano, J., 1997: *The Meso-NH atmospheric simulation system. Part I: adiabatic formulation and control simulations*, Ann Geoph, **90**, 90–109.

Lenderink, G., Siebesma, A. P., Cheneit, S., Ihrons, S., Jones, C. G., Marquet, P., Muller, F., Olmera, D., Calvo, J., Sánchez, E., y Soares, P. M. M., 2004: *The diurnal cycle of shallow cumulus clouds over land: a single-column model intercomparison study*, Quart J Roy Meteorol Soc, **130**, 3339–3364.

Liang, X. Z., Li, L., Dai, A., y Kunkel, K. E., 2004: *Regional climate model simulation of summer precipitation diurnal cycle over the United States*, Geoph Res Letters, **31**, L24 208.1–L24 208.4.

Moeng, C., 2006: *Towards real-world applications of large-eddy simulations*, Eos Trans AGU, **87 (52)**, Abstract H53F–01.

Neggers, R. A. J., Siebesma, A. P., Lenderink, G., y Holtslag, A. A. M., 2004: *An evaluation of mass flux closures for diurnal cycles of shallow cumulus*, Mon Wea Rev, **132**, 2525–2538.

Neggers, R. A. J., Neelin, J. D., y Stevens, B., 2007: *Impact Mechanisms of Shallow Cumulus Convection on Tropical Climate Dynamics*, J Climate, **20**, 2623–2642.

Petch, J. C., Brown, A. R., y Gray, M. E. B., 2002: *The impact of horizontal resolution on the simulations of convective development over land*, Quart J Roy Meteor Soc, **128**, 2031–2044.

Sánchez, E. y Cuxart, J., 2004: *A buoyancy-based mixing-length proposal for cloudy boundary layers*, Quart J Roy Meteor Soc, **130**, 3385–3404.

Siebesma, A. P., Bretherton, C. S., Brown, A., Chlond, A., Cuxart, J., Duynkerke, P. G., Jiang, H., Khairoutdinov, M., Lewellen, D., Moeng, C. H., Sánchez, E., Stevens, B., y Stevens, D. E., 2003: *A large eddy simulation intercomparison study of shallow cumulus convection*, J Atmos Sci, **60**, 1201–1219.

Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Wang, W., y Powers, J. G., 2005: A description of the advanced research WRF version 2, NCAR Technical Note, NCAR/TN-468+STR, 88 p.

Steeneveld, G. J., Mauritsen, T., Bruijn, E. I. F., Vilà-Guerau de Arellano, J., Svensson, G., y Holtslag, A. A. M., 2008: *Evaluation of limited-area models for the representation of the diurnal cycle and contrasting nights in CASES-99*, J Appl Meteor Climatol, **47**, 869–887.

Stull, R., 1988: An introduction to boundary layer meteorology, Kluwer Academic Publishers, 680 p.

Stull, R., 2000: Meteorology for scientists and engineers, Brooks/Cole, 502 p.

Tennekes, H., 1973: *A model for the dynamics of the inversion above a convective boundary layer*, J Atmos Sci, **30**, 558–567.

Tiedtke, M., 1989: *A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models*, Mon Wea Rev, **117**, 1779–1800.

Tudurí, E. y Ramis, C., 1997: *The environments of significant convective events in the Western Mediterranean*, Wea Forecasting, **12**, 294–306.

van Heerwaarden, C. C. y Vilà-Guerau de Arellano, J., 2008: *Relative humidity as an indicator for cloud formation over heterogeneous land surfaces*, J Atmos Sci, **65**, 3263–3277.

Vilà-Guerau de Arellano, J., 2007: *Role of nocturnal turbulence and advection in the formation of shallow cumulus over land*, Quart J Roy Meteorol Soc, **133**, 1615–1627.

Wang, W. y Seaman, N. L., 1997: *A comparison study of convective parameterization schemes in a mesoscale model*, Mon Wea Rev, **125**, 252–278.

Zhong, S., In, H., y Clements, C., 2007: *Impact of turbulence, land surface, and radiation parameterizations on simulated boundary layer properties in a coastal environment*, J Geophys Res, **112**, D13 110.1–D13 110.14.

Zhu, P. y Albrecht, B., 2002: *A theoretical and observational analysis on the formation of fair-weather cumuli*, J Atmos Sci, **59**, 1983–2005.

Zhu, P. y Bretherton, C. S., 2004: *A simulation study of shallow moist convection and its impact on the atmospheric boundary layer*, Mon Wea Rev, **132**, 2391–2409.