

# Influencia de las nubes en el sistema climático: Modelización de Estratocúmulos sobre el Océano Atlántico

Enrique SÁNCHEZ SÁNCHEZ<sup>1</sup>, Joan CUXART RODAMILANS<sup>2</sup> y Carlos YAGÜE ANGUÍS<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Universidad Complutense de Madrid  
Departamento de Física de la Tierra I (Geofísica y Meteorología)  
esanchez@fis.ucm.es; carlos@fis.ucm.es

<sup>2</sup> Universitat de les Illes Balears  
Departamento de Física  
joan.cuxart@uib.es

## RESUMEN

En numerosas áreas oceánicas, y particularmente en la zona de los alisios del Océano Atlántico, con frecuencia aparecen extensas y persistentes zonas de nubes tipo estratocúmulo. Debido a su gran influencia sobre procesos radiativos, su mejor conocimiento se convierte en un aspecto clave para una correcta descripción del balance radiativo superficial para escalas climáticas. Los modelos de alta resolución tridimensional, conocidos como LES, son una herramienta fundamental para mejorar nuestro conocimiento de estos procesos, y son un primer paso para mejorar las parametrizaciones que los modelos de circulación general, debido a su baja resolución espacial, deben emplear para representar estas nubes. Basado en medidas procedentes de la campaña ASTEX, llevada a cabo en el Océano Atlántico, este trabajo presenta los resultados de una simulación LES de una capa estacionaria de estratocúmulos, analizando detalladamente sus características y los principales procesos físicos involucrados.

**Palabras clave:** Sistema climático, estratocúmulos, modelización numérica, LES, capa límite atmosférica.

## Influence of Clouds on the Climatic System: Simulations of Stratocumulus on the Atlantic Ocean

## ABSTRACT

Persistent and wide stratocumulus decks are frequently found over many oceanic areas, and particularly on the Atlantic trade wind region. Due to their important influence on radiative processes, their better knowledge and description becomes a crucial point for a correct description of the atmospheric surface radiative budget over these areas on climatic scales. High resolution models, as LES (Large Eddy simulation), is a basic tool to improve the understanding of these processes, being a first step to generate better parameterizations that General Circulation Models (GCM), due to its lower spatial resolution, need to use to represent these clouds. Based on measurements from ASTEX campaign, carried out on the Atlantic Ocean, we present LES results of a stationary stratocumulus layer, with a detailed description of their main physical processes and characteristics.

**Keywords:** Climatic system, stratocumulus, numerical simulation, LES, atmospheric boundary-layer.

**SUMARIO:** 1. Introducción. 2. Interacción nubosidad-Sistema Climático. 3. Estudios observacionales de estratocúmulos oceánicos sobre el Atlántico. 4. Modelización de alta resolución de una capa límite cubierta por Estratocúmulos. 5. Resumen y Conclusiones. 6. Agradecimientos. 7. Referencias bibliográficas.

## 1. INTRODUCCIÓN

Dentro del Sistema Climático, la atmósfera constituye uno de los subsistemas fundamentales cuando se quieren hacer estudios de variabilidad climática y cambios climáticos. Además de la composición de la atmósfera, diversos procesos en los que intervienen las nubes, las propiedades de la superficie y los movimientos atmosféricos y oceánicos son también importantes para el clima a escala regional y global. Por lo que se refiere a las nubes, tanto la cantidad como el lugar, la altura, el tiempo de vida y las propiedades ópticas ejercen controles importantes sobre el clima de la Tierra, y los cambios de esas propiedades pueden tener una influencia determinante en el cambio climático. Así, el impacto radiativo de cambios producidos en las nubes depende del lugar y el tiempo en que se produzcan dichos cambios (IPCC 2001). Estos cambios están asociados a campos de temperatura, humedad y vientos en la atmósfera, de manera que para simular correctamente el efecto de las nubes sobre el clima es necesario modelos tridimensionales (3D) de alta resolución. Sin embargo, debido a que los procesos asociados a las nubes tienen lugar a resoluciones mucho más altas que las utilizadas en los modelos globales de clima, es necesario recurrir a parametrizaciones de estos procesos nubosos. Para poder evaluar la bondad de estas parametrizaciones una herramienta fundamental es el desarrollo de modelización 3D de muy alta resolución llamada LES (*Large Eddy Simulation*) o modelización de remolinos grandes (Randall et al. 1996; Sánchez 2002). Esta técnica permite comparar sus resultados con modelos de columna o 1D donde se trabaja con las parametrizaciones habituales en los modelos de clima globales.

De especial interés, por su impacto radiativo, resulta la simulación de algunas nubes de capa límite como son los estratocúmulos. Su presencia en extensas zonas oceánicas y durante periodos de tiempo de hasta semanas, altera el albedo y el balance radiativo en la parte más baja de la troposfera, por lo que su correcta descripción es muy importante en los modelos de circulación global atmosférica y en la modelización climática. En la actualidad dichos modelos muestran todavía grandes dificultades para representarlos correctamente (Duynkerke y Teixeira 2001; Li et al. 2002). Un pequeño error en su cálculo puede tener efectos muy significativos, y así, Randall (1984) estima que un aumento del 4% en el área cubierta por estratocúmulos podría equilibrar el calentamiento esperado al doblar la concentración de CO<sub>2</sub>. Stephens y Greenwald (1991) cuantifican el forzamiento radiativo de los estratocúmulos, promediando estacionalmente, en 70 W m<sup>-2</sup>, lo que supone más de un orden de magnitud mayor que el forzamiento radiativo asociado a doblar el CO<sub>2</sub>. Todo esto significa que, incluso pequeñas sensibilidades de los estratocúmulos de capa límite a cambios en las propiedades de los aerosoles atmosféricos o en el medio ambiente a gran escala, pueden producir cambios significativos en el balance radiativo global (Brenguier et al. 2000; Rodwell y Hoskins 2001). Además el efecto de estas nubes sobre el balance de energía superficial, y en concreto sobre la climatología de los trópicos se piensa que pueda ser significativo (Mechoso et al. 1995). Li et al. (2002) muestran como una incorrecta representación de los estratocúmulos a escala climática genera una deficiente simulación de los procesos de variabilidad interanual como El Niño. Sin embargo aún estamos lejos de cuantificar con precisión, ni siquiera entender los elementos clave de la física de los estratocúmulos (Stevens et al. 2003).

En este trabajo se presentan algunas simulaciones de estratocúmulos obtenidas con un modelo de muy alta resolución (LES) que permiten seguir avanzando hacia una mejor representación de la nubosidad en los modelos climáticos, lo cual redundará en la precisión de los estudios de variabilidad climática y cambios climáticos. En el siguiente apartado se exponen los aspectos más relevantes de la interacción entre la nubosidad y el sistema climático. A continuación se comentan ciertos detalles sobre campañas observacionales de estratocúmulos oceánicos, y en particular sobre el Atlántico (campaña ASTEX). El apartado cuarto se centra en las simulaciones LES (basadas en resultados de la campaña ASTEX), así como en la parametrización de estratocúmulos oceánicos y los resultados obtenidos, finalizando con un apartado de resumen y conclusiones.

## 2. INTERACCIÓN NUBOSIDAD-SISTEMA CLIMÁTICO

Como se comentaba en la introducción, la influencia de las nubes en el Sistema Climático se establece principalmente a través del balance radiativo. Hay que tener en cuenta que las nubes están formadas por gotitas de agua líquida o pequeñas partículas de hielo que se encuentran suspendidas en la atmósfera. Estas gotitas y partículas de hielo tienen unas importantes interacciones tanto con la radiación solar como con la terrestre. La naturaleza de estas interacciones depende del contenido acuoso o espesor de la nube, el tamaño y forma de las gotitas o partículas, así como su distribución en el espacio (Hartmann 1994).

Cálculos realizados por modelos de microfísica (Stephens 1978) muestran cómo el albedo de las nubes aumenta con el contenido acuoso de las mismas y este incremento es más sensible cuando el contenido acuoso es pequeño. Si el espesor de la nube es grande, entonces el albedo lentamente se aproxima a un límite superior. Por otro lado, el albedo aumenta según lo hace el ángulo cenital, produciéndose mayor variación cuando el Sol está cerca del horizonte. En cuanto a la absorción de radiación solar por parte de las nubes, ésta disminuye al aumentar el ángulo cenital, ya que entonces el albedo es mayor y la radiación solar penetra menos en la nube. Además, la absorción aumenta de modo lineal con el contenido acuoso de la nube cuando el Sol está alto.

Existe también una sensibilidad del albedo de las nubes al tamaño de las gotitas que forman la nube, aún manteniendo el contenido acuoso y el ángulo cenital constante. Slingo y Schrecker (1982) muestran cómo el albedo es mayor para gotitas pequeñas, debido principalmente a que presentan una mayor superficie para una misma masa.

En cuanto a la interacción con la radiación terrestre hay que destacar que las nubes absorben, de un modo muy efectivo, esta radiación. Slingo et al. (1982) y Griffith et al. (1980) muestran la dependencia de la emisividad de las nubes acuosas y de hielo en función del contenido acuoso (definido como la masa total de agua de nube de una columna vertical atmosférica de superficie unidad). Las nubes son prácticamente opacas a la radiación terrestre (onda larga) cuando este contenido excede los  $20 \text{ g m}^{-2}$ , y entonces se puede considerar que las superficies nubosas emiten y absorben radiación terrestre como cuerpos negros. Esta suposición se acerca bastante a la realidad excepto para nubes muy finas como los cirros.

### 3. ESTUDIOS OBSERVACIONALES DE ESTRATOCÚMULOS OCEÁNICOS SOBRE EL ATLÁNTICO

La distribución climatológica de nubes bajas puede ser aproximadamente como la descrita en Klein y Hartmann (1993), obtenida a partir de medidas de satélite. Schubert et al. (1979) había descrito previamente las zonas del planeta con mayor frecuencia y persistencia de capas de estratocúmulos, destacando grandes extensiones de estratocúmulos cuasi-permanentes en las zonas orientales de los grandes océanos, como la zona de comienzo de los alisios en las latitudes medias del Atlántico Norte.

Este comportamiento puede estar relacionado con la existencia de agua subyacente bastante fría, comparada con la atmósfera que tiene encima, así como con inversiones de subsidencia en estas zonas durante largos periodos de tiempo y en escalas sinópticas, lo que genera, junto con el aporte continuo y abundante de humedad del océano, las condiciones adecuadas para la aparición y mantenimiento de estas capas de estratocúmulos (Stevens et al. 2003).

Desde una perspectiva más puramente climatológica, Hanson (1991) desarrolló una base de datos global a partir de mediciones de barcos sobre todos los océanos.

Diversas campañas observacionales han intentado estudiar los diferentes aspectos físicos detalladamente (radiación, turbulencia, procesos de cambio de fase, influencia de la gran escala, interacción con la superficie oceánica) que son importantes para la descripción de las capas de estratocúmulos marítimos. La necesidad de emplear aviones que realicen trayectorias en el interior, sobre y debajo de las capas nubosas, junto con el apoyo de barcos en superficie y otros sistemas de medición remota, son los responsables de la complejidad y alto coste económico de este tipo de campañas, de ahí su escasez comparado con otro tipo de trabajos de campo que se pueden desarrollar en tierra.

Sobre las costas de California se han realizado muchos de los estudios observacionales de capas de estratocúmulos (Albrecht et al. 1985; Albrecht et al. 1988). En la zona Atlántica, la campaña ASTEX (*Atlantic Stratocumulus Transition Experiment*; Bretherton et al. 1995) ha analizado de forma exhaustiva muchos de estos aspectos, con especial atención al proceso de transición de las capas de estratocúmulos hacia otras de cúmulos someros al irse acercando las masas de aire a zonas más ecuatoriales. Otros estudios más localizados se han realizado también sobre el Mar del Norte (Nicholls 1984) y otras zonas atlánticas (Slingo et al. 1982).

### 4. MODELIZACIÓN DE ALTA RESOLUCIÓN DE UNA CAPA LÍMITE CUBIERTA POR ESTRATOCÚMULOS

Basado en los resultados observacionales de la campaña ASTEX (utilizados como forzamientos iniciales), se ha llevado a cabo un estudio mediante un modelo de alta resolución (LES) de las condiciones de una capa simple de estratocúmulos estacionaria. Debido a su gran resolución espacial (100 m en horizontal, 25 m en vertical, con pasos de tiempo de pocos segundos), este estudio numérico permite la descripción explícita de los procesos generadores de turbulencia en presencia de nubes, de forma que se pueden analizar las principales características físicas de este tipo de nubes.

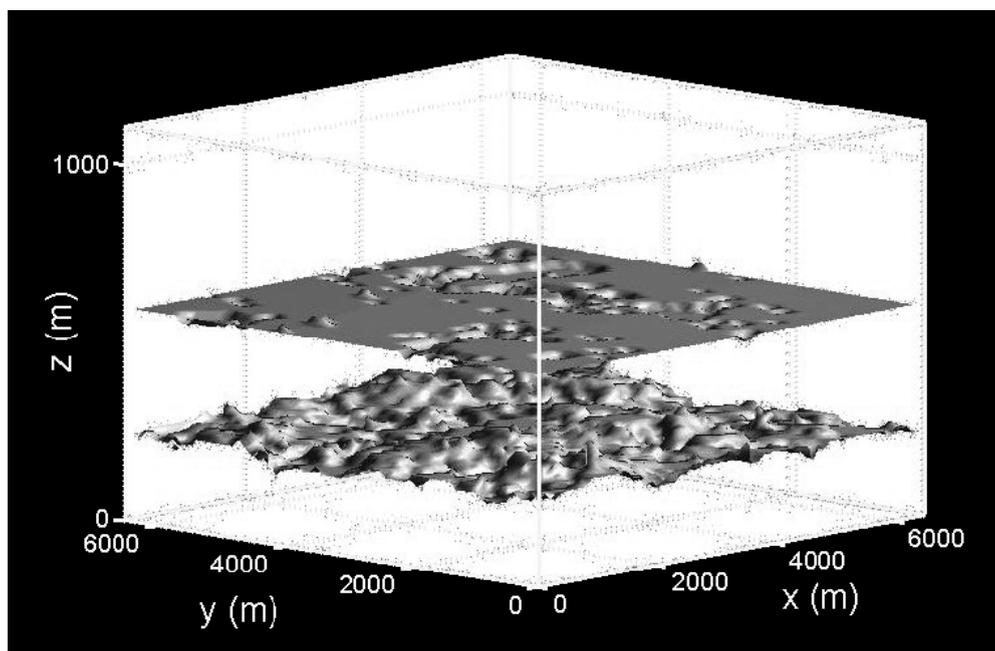
El modelo empleado ha sido Meso-NH (Lafore et al. 1988), siendo el aspecto clave la correcta descripción de los procesos turbulentos (Cuxart et al. 2000) en presencia de cambio de fase. Las magnitudes termodinámicas adecuadas para describir estos procesos son la temperatura potencial del agua líquida ( $\theta_l$ ) y la suma de la proporción de mezcla de vapor de agua y de agua de nube ( $r_t=r_v+r_c$ ), pues los procesos de precipitación o presencia de fase sólida son secundarios, y ambas magnitudes ( $\theta_l$  y  $r_t$ ) pueden entonces considerarse conservativas en movimientos adiabáticos (Betts 1973).

Los resultados de esta simulación LES (Cuxart y Sánchez 1997; Sánchez 2002) han sido satisfactoriamente comparados con otros modelos, tanto en la descripción de su estructura termodinámica como en la de los procesos turbulentos (Duynderke et al. 1999).

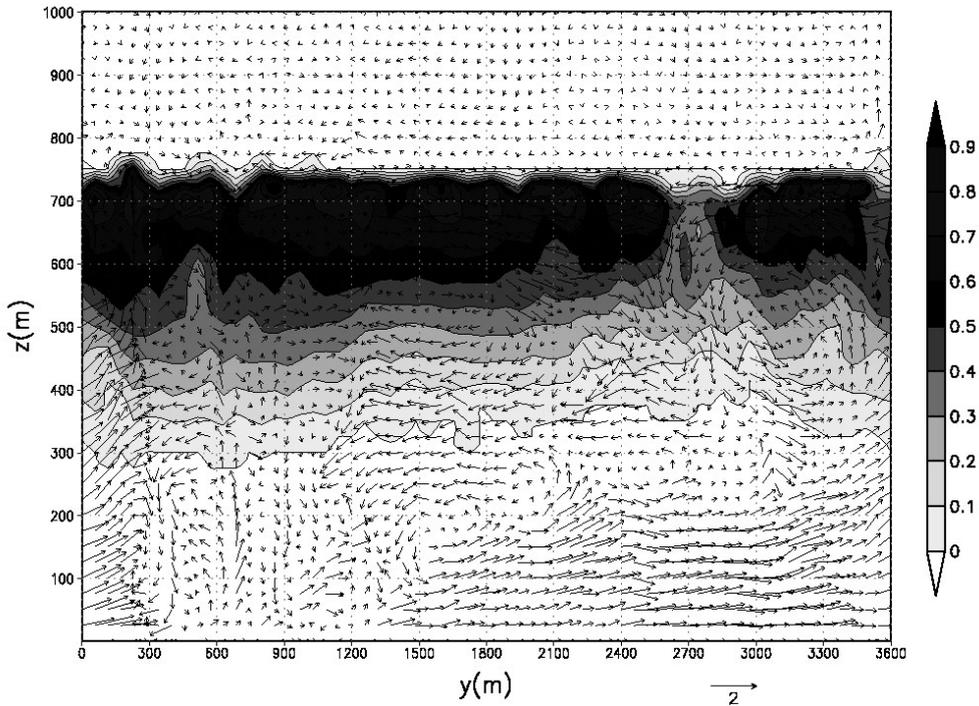
Los detalles de los forzamientos de gran escala, superficie y los valores de los perfiles iniciales pueden encontrarse en Duynderke et al. (1999).

#### 4.1. DESCRIPCIÓN TRIDIMENSIONAL

El aspecto de la capa de estratocúmulos, una vez alcanzado un estado estacionario en la dinámica turbulenta de la capa límite, es el mostrado en la Fig.1. La interfase de la zona superior de la capa nubosa es bastante plana, sólo con ligeras ondulaciones asociadas a los procesos de entrañamiento (*entrainment*) sobre la fuerte inversión que



**Figura 1.** Estructura tridimensional de la base y cima de una capa de estratocúmulos estacionaria.



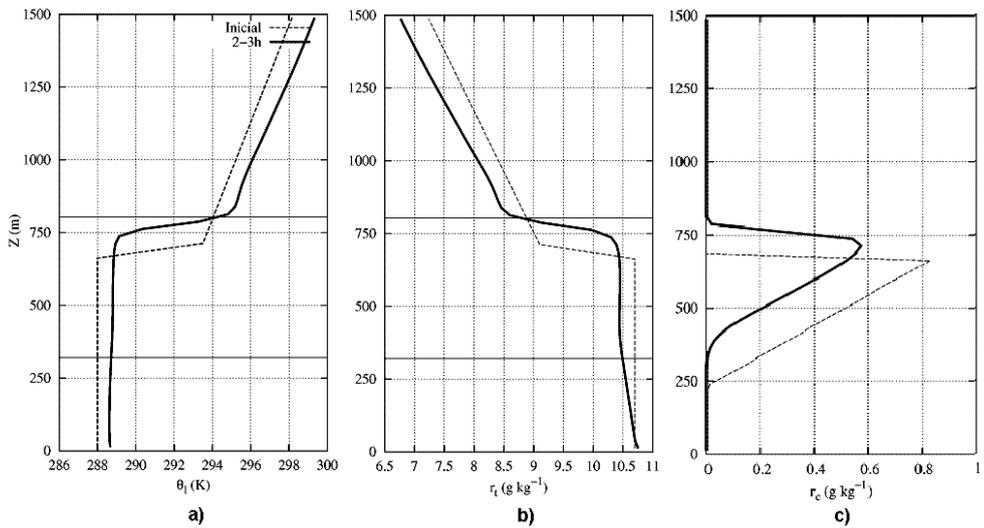
**Figura 2.** Corte vertical de agua de nube (áreas sombreadas en  $\text{g kg}^{-1}$ ) y velocidad del viento (en  $\text{m s}^{-1}$ ) correspondiente a las condiciones mostradas en la Fig. 1.

limita la capa de estratocúmulos. La base presenta ondulaciones mucho mayores, reflejo de las circulaciones turbulentas que mezclan toda la capa límite. De una forma más detallada, un corte vertical de agua de nube y las componentes del viento, muestran la compleja estructura real de la capa de estratocúmulos, con grandes variaciones en los máximos de agua de nube presentes en la cima de la capa, asociados en buena medida a las circulaciones ascendentes o descendentes (Fig. 2).

#### 4.2. ESTRUCTURA TERMODINÁMICA MEDIA

En las Fig. 3 se muestran los perfiles verticales de temperatura potencial de agua líquida ( $\theta_l$ ), humedad total ( $r_t$ ), y agua de nube ( $r_c$ ) promediados durante la tercera hora de simulación [periodo suficientemente largo para que estas estadísticas sean representativas del estado estacionario buscado, Chlond y Wolkau (2000)].

Los perfiles de las variables conservativas ( $\theta_l$  y  $r_t$ ) muestran cómo la condición de capa bien mezclada respecto a estas magnitudes se mantiene durante todo el periodo de simulación para ambas magnitudes, junto con un ligero crecimiento de la altura de la inversión (Fig. 3a y 3b).



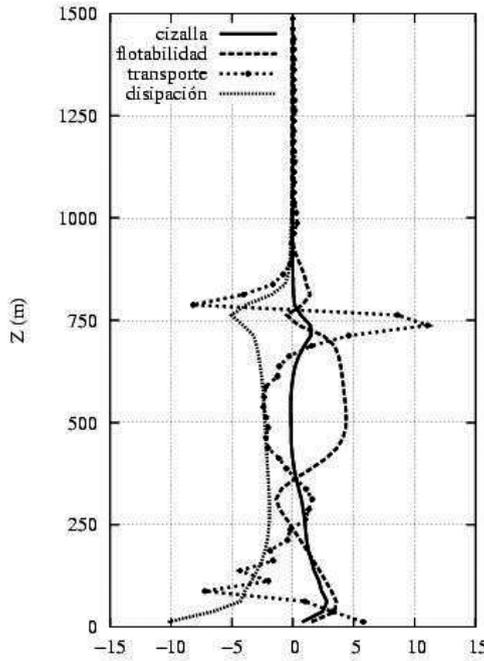
**Figura 3.** Perfiles verticales de: a)  $\theta_p$ , (b)  $r_t$  y (c)  $r_c$ . Perfil inicial (línea discontinua) y perfiles promediados durante la 3.<sup>a</sup> hora de simulación (línea continua).

El perfil de agua de nube (Fig. 3c) refleja también el ascenso de la altura de la inversión, pero además el efecto de la evaporación asociada a los procesos de entrañamiento (*entrainment*) en la cima de la capa nubosa, pues el gradiente del perfil pasa a ser ligeramente subadiabático, sobre todo en la zona superior de la capa, comparado con el gradiente del perfil inicial.

### 4.3. ESTRUCTURA DE LA TURBULENCIA

La velocidad de entrañamiento ( $w_e$ ), definida como la diferencia entre el crecimiento de la altura de la inversión y la subsidencia impuesta como condición externa en la simulación, muestra valores en torno a  $2 \text{ cm s}^{-1}$ , para la segunda y tercera horas de simulación. Aun con las resoluciones de estos modelos, el proceso de *entrainment* sigue sin ser resuelto, pero permite el análisis detallado y el contraste de las diferentes propuestas de parametrización de este proceso para su uso en modelos de menor resolución (VanZanten et al. 1999). La estructura de los términos del balance de energía cinética turbulenta (TKE) resueltos por los LES promediados a la tercera hora de simulación (Fig. 4) reflejan claramente los principales procesos de generación y transporte turbulento de una capa límite en presencia de estratocúmulos.

Así, el máximo de flotabilidad que se obtiene en el interior de la capa de estratocúmulos está claramente asociado a la liberación de calor latente de cambio de fase. El máximo junto al suelo es debido a los flujos de calor en superficie, mostrando el típico perfil lineal decreciente al ascender en una capa convectiva seca. En este caso, el mínimo de flotabilidad de la base de la nube es ligeramente negativo, indicando una



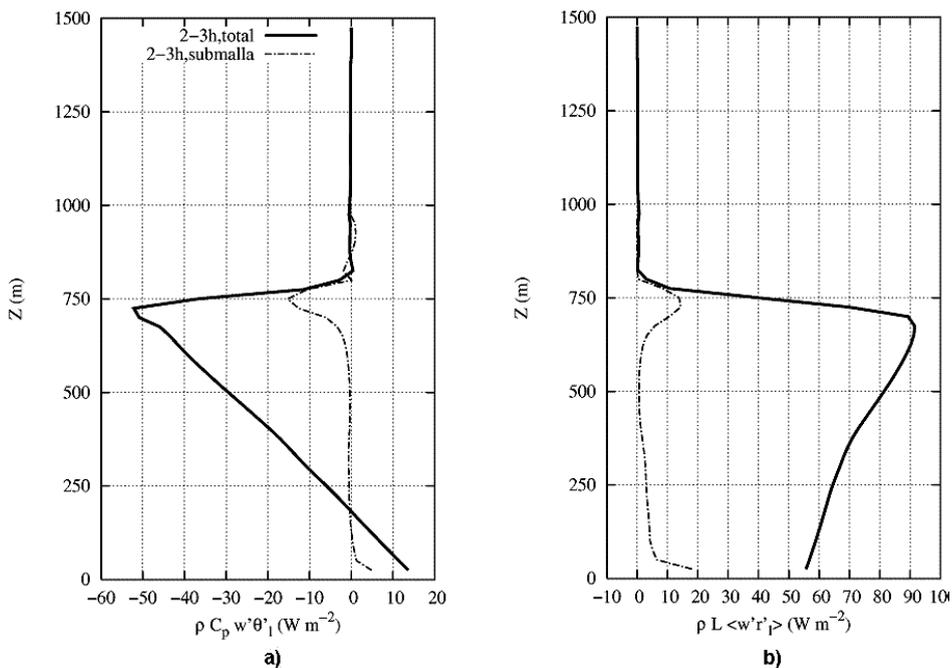
**Figura 4.** Términos del balance de la energía cinética turbulenta, TKE ( $m^2s^{-3} * 10^{-4}$ ) en la 3.<sup>a</sup> hora de simulación.

tendencia al desacople entre las dos capas (nube y subnube), si estas condiciones fueran duraderas. La cizalla es comparativamente menor, excepto en las zona cercana al suelo y a la inversión, donde existen fuertes gradientes de velocidad.

El transporte total de TKE tiende a ser opuesto a la flotabilidad, como mecanismo de redistribución de energía para ayudar a mantener el estado bien mezclado de toda la capa (Nicholls 1984). La disipación contribuye al estado global de equilibrio de todos los términos del balance, y, por tanto, al estado estacionario considerado. En la zona de la inversión, los procesos de *entrainment* dan lugar a fuertes oscilaciones de los diferentes términos del balance, y su análisis debe hacerse con sumo cuidado, al tratarse de un proceso submalla. Los flujos turbulentos de las variables conservativas (Fig. 5) muestran un perfil aproximadamente lineal, lo que puede ser justificado en relación con la condición de capa bien mezclada de ambas magnitudes (Lilly 1968). Se muestra también la contribución submalla de dichos flujos, siendo significativos únicamente donde los procesos de pequeña escala tienen lugar, es decir, cerca del suelo y de la zona de la inversión.

## 5. RESUMEN Y CONCLUSIONES

Dentro de la simulación de los procesos que intervienen en el Sistema Climático, son de especial relieve aquellos en los que interviene la nubosidad, dada la implicación



**Figura 5.** Perfil vertical de flujo turbulento de: a)  $\theta_1$  y b)  $r_1$  promediados durante la 3.<sup>a</sup> hora de simulación.

que ésta tiene en el balance radiativo a nivel local y global. Los resultados expuestos en este trabajo, sobre las características de la capa límite atmosférica cubierta por estratocúmulos en condiciones estacionarias y obtenidos mediante una modelización LES, constituyen una contribución importante en la construcción de una base de datos que puede emplearse para mejorar las parametrizaciones que los modelos de menor resolución horizontal poseen (GCMs). Como elemento intermedio entre ambos tipos de modelos, los modelos unidimensionales o de columna pueden jugar un papel decisivo (Randall et al., 1996). Así, en Sánchez y Cuxart (2004), se ha analizado de forma exhaustiva frente a los resultados LES una propuesta de parametrización para los diferentes tipos de nubes de capa límite con resultados prometedores. El siguiente paso natural, una vez estudiados los estratocúmulos en condiciones estacionarias, sería la modelización de situaciones evolutivas. El caso más interesante e inmediato es el estudio de un ciclo diurno, pues entonces interviene también la radiación de onda corta, elemento muy importante en la dinámica de una capa límite de estratocúmulos y su interacción con los demás procesos antes analizados. Así, en Duynkerke et al. (2004) se ha llevado a cabo una intercomparación entre modelos LES equivalente a la usada en este artículo, y en Sánchez y Cuxart (2004) el correspondiente estudio con un modelo de columna (1D) parametrizando los procesos de mezcla turbulenta en presencia de nubes, con resultados igualmente prometedores.

## 6. AGRADECIMIENTOS

E. Sánchez ha sido financiado para este trabajo por los proyectos europeos EUCREM (*EUropean Cloud RESolving Modelling programme*, contrato ENV-4 CT95 0107) y EUROCS (*EUROpean Cloud Systems*, contrato EVK2-CT1999-00051) llevados a cabo en el Instituto Nacional de Meteorología (INM).

## 7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALBRECHT, B. A.; R. S. PENC & W. H. SCHUBERT (1985). An observational study of cloud-topped mixed layers. *J. Atmos. Sci.*, 42, 800-822.
- ALBRECHT, B. A.; D. A. RANDALL & S. NICHOLLS (1988). Observations of marine stratocumulus clouds during FIRE. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 69, 618-626.
- BETTS, A. K. (1973). Non precipitating cumulus convection and its parameterization. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 99, 178-196.
- BRETHERTON, C. S., P. AUSTIN & S. T. SIEMS (1995). Clodiness and marine boundary-layer dynamics in the ASTEX lagrangian experiment. Part II: drizzle, surface fluxes and entrainment. *J. Atmos. Sci.*, 52, 2724-2735.
- BRENGUIER, J. L., H. PAWLOWSKA, L. SCHUÜLLER, R. PREUSKER, J. FISHER & Y. FOUQUART (2000). Radiative properties of boundary layer clouds: Droplet effective radius versus number concentration. *J. Atmos. Sci.*, 57, 803-821.
- CUXART, J. & E. SÁNCHEZ (1997). Stratocumulus 1D/CRM intercomparison using the same turbulence scheme. In *12<sup>th</sup> Symposium on Boundary Layers and Turbulence*, Amer. Meteor. Soc. (Ed.), 261-263.
- CUXART, J.; P. BOUGEAULT & J. L. REDELSPERGER (2000). A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126, 1-30.
- CHLOND, A. & A. WOLKAU (2000). Large-eddy simulations of a nocturnal stratocumulus-topped marine atmospheric boundary layer: an uncertainty analysis. *Bound.-Layer Meteor.*, 95, 31-55.
- DUYNKERKE, P. G.; P. J. JONKER, A. CHLOND, M. C. VAN ZANTEN, J. CUXART, P. CLARK, E. SÁNCHEZ, G. MARTIN, G. LENDERIK & J. TEIXEIRA (1999). Intercomparison of three and one dimensional model simulations and aircraft observations of stratocumulus. *Bound.-Layer Meteor.*, 92, 453-487.
- DUYNKERKE, P. G. & J. TEIXEIRA (2001). Comparison of the ECMWF reanalysis with FIRE I observations: diurnal variation of marine stratocumulus. *Bound.-Layer Meteor.*, 14, 1466-1478.
- DUYNKERKE, P.G.; S. R. DE ROODE, M. C. VAN ZANTEN, J. CALVO, J. CUXART, S. CHEINET, A. CHLOND, H. GRENIER, P. J. JONKER, M. KÖHLER, G. LENDERINK, D. LEWELLEN, C. L. LAPPEN, A. P. LOCK, C. H. MOENG, F. MÜLLER, D. OLMEDA, J. M. PIRIOU, E. SÁNCHEZ & I. SEDNEV (2004). Observations and numerical simulations of the diurnal cycle of the EUROCS stratocumulus case. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* (en prensa).
- GRIFFITH, K. T.; S. K. COX & R. G. KNOLLENBERG (1980). Infrared radiative properties of tropical cirrus clouds inferred from aircraft measurements. *J. Atmos. Sci.*, 37, 1077-1087.
- HANSON, H. P (1991). Marine stratocumulus climatologies. *Int. J. Climatol.*, 11, 147-164.
- HARTMANN, D. L. (1994). *Global Physical Climatology*. Academic Press. 411 pp.

- IPCC *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P.J. van Der Linden, X. Dai, K. Maskjell & C. A. Johnson (eds). Cambridge University Press. Cambridge, UK. 84 pp.
- KLEIN, S. A. & D. L. HARTMANN (1993). The seasonal cycle of low stratiform clouds. *J. Climate*, 6, 1587-1606.
- LAFORE, J. P.; J. STEIN, N. ASENSIO, P. BOUGEAULT, V. DUCROCQ, J. DURON, C. FISCHER, P. HEREIL, P. MASCART, V. MASSON, J. P. PINTY, J. L. REDELSPERGER, E. RICHARD & J. VILÀ GUERAU DE ARELLANO (1998). The Meso-NH atmospheric simulation system. Part I: adiabatic formulation and control simulations. *Ann. Geophys.*, 16, 90-109.
- LI, J. L. F.; M. KOHLER, J. D. FARRARA & C. R. MECHOSO (2002). The impact of stratocumulus clouds radiative properties on surface heat fluxes simulated with a general circulation model. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 1433-1441.
- LILLY, D. K. (1968). Models of cloud-topped mixed layers under a strong inversion. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 94, 292-309.
- MECHOSO, C. R.; A. W. ROBERTSON, N. BARTH, M. K. DAVEY, P. DELECLUSE, P. R. GENT, S. INESON, B. KIRTMAN, M. LATIF, H. LE TREUT, T. NAGAI, J. D. NEELIN, S. G. H. PHILANDER, J. POLCHER, P. S. SCHOPF, T. STOCKDALE, M. J. SUÁREZ, L. TERRAY, O. THUAL & J. J. TRIBBIA (1995). The seasonal cycle over the tropical Pacific in coupled ocean-atmosphere general circulation models. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 2825-2838.
- NICHOLLS, S. (1984). The dynamics of stratocumulus: aircraft observations and comparisons with a mixed layer model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 10, 783-820.
- RANDALL, D. A. (1984). Buoyant production and consumption of turbulence kinetic energy in cloud-topped mixed layers. *J. Atmos. Sci.*, 41, 402-413.
- RANDALL, D. A.; K. M. XU, R. J. C. SOMMERVILLE & S. IACOBELLIS (1996). Single-column models and cloud ensemble models as links between observations and climate models. *J. Climate*, 9, 1683-1697.
- RODWELL, M. J. & B. J. HOSKINS (2001). Subtropical anticyclones and summer monsoons. *J. Climate*, 14, 3192-3211.
- SÁNCHEZ, E. (2002). Nubes de capa límite atmosférica. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 188 pp.
- SÁNCHEZ, E. & J. CUXART (2004). A buoyancy-based mixing length proposal for cloudy boundary layers. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* (en prensa).
- SCHUBERT, W. H.; J. S. WAKEFIELD, E. J. STEINER & S. K. COX (1979). Marine stratocumulus convection. Part I: Governing equations and horizontally homogeneous solutions. *J. Atmos. Sci.*, 36, 1286-1307.
- SLINGO, A.; S. NICHOLLS & J. SCHMETZ (1982). Aircraft observations of marine stratocumulus during JASIN. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 108, 833-856.
- SLINGO, A. & H. M. SCHRECKER (1982). On the sortwave radiative properties of stratiform water clouds. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 108, 407-426.
- STEPHENS, G. L. (1978). Radiation profiles in extended water clouds. Part II: Parameterization schemes. *J. Atmos. Sci.*, 35, 2123-2132.
- STEPHENS, G. L. & T. J. GREENWALD (1991). The Earth's radiation budget and its relation to atmospheric hydrology.2. Observations of cloud effects. *J. Geophys. Res.*, 96, 325-340.
- STEVENS, B. D.; H. LENSCHOW, G. VALI, H. GERBER, A. BANDY, B. BLOMQUIST, J. L. BRENGUIER, C. S. BRETHERTON, F. BURNET, T. CAMPOS, S. CHAI, I. FALOO-

NA, D. FRIESEN, S. HAIMOV,, K. LAURSEN, D. K. LILLY, S. M. LOEHRER, S. P. MALINOWSKI, B. MORLEY, M. D. PETTERS, D. C. ROGERS, L. RUSSELL, V. SAVICJOVAC, J. R. SNIDER, D. STRAUB, M. J. SZUMOWSK, H. TAKAGI, D. C. THORNTON, M. TSCHUDI, C. TWOHY, M. WETZEL & M. C. VANZANTEN (2003). Dynamics and chemistry of marine stratocumulus-DYCOMS-II. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 84, 579-593.

VANZANTEN, M. C.; P. G. DUYNKERKE & J. W. CUIJPERS (1999). Entrainment parameterization in convective boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, 56, 813-828.