



La anomalía pluviométrica del delta del Llobregat

J. Mazón¹ y D. Pino^{1,2}

¹Departamento de Física Aplicada. Escola Politècnica Superior de Castelldefels, Universitat Politècnica de Catalunya. Avda. del Canal Olímpic s/n. 08860 Castelldefels

²Institut d'Estudis Espacials de Catalunya (IEEC/CSIC). Barcelona

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

Correspondencia a: Jordi.Mazon@upc.edu

Resumen

Mediante datos de estaciones automáticas en superficie se muestra que en el área del delta del Llobregat (noreste de la Península Ibérica), se observa mayor precipitación que en las zonas cercanas del interior (el Ordal, Collserola, Garraf), y que en las que quedan al otro lado de un macizo situado en la costa (Garraf), y que en la costa situada más al norte. Esta distribución de las precipitaciones puede explicarse con la formación de un frente frío superficial nocturno en el delta del Llobregat. Para analizar con detalle los mecanismos físicos que pueden influir en la formación de este frente (orografía, vientos marítimos y de drenaje), se han simulado numéricamente con el modelo de mesoescala MM5 dos episodios de lluvias en la zona, reproduciendo de manera satisfactoria los mecanismos físicos que favorecen la aparición del frente.

Palabras clave: terrenal, frentes costeros, ritmos de precipitación

1 Introducción

Cuando dos masas de aire de distinta temperatura, y por tanto densidad, convergen en superficie, como es sabido, no se mezclan, sino que la masa cálida y menos densa asciende sobre la fría. Si es la masa fría, más densa, la que avanza por debajo de la cálida, se forma un frente frío. Si es la masa cálida la que avanza por encima de la fría se forma un frente cálido. En su ascenso, la masa relativamente cálida se enfría y por lo tanto puede llegar a generar nubosidad y precipitaciones.

Tal como veremos, el análisis climático comparativo de la precipitación en el delta del Llobregat y las comarcas vecinas indica que en el delta hay mayor precipitación que en las comarcas vecinas desde finales de verano y hasta comienzos del invierno, pero sobre todo durante el otoño. La razón de esta anomalía pluviométrica, postulada en este trabajo, es la formación de un frente frío superficial nocturno sobre el delta, o a pocos kilómetros de la costa.

Las características orográficas del delta del Llobregat favorecerían la convergencia de masas de aire de distintas densidades. Primeramente, por la existencia del ancho y largo valle bajo del río Llobregat, confinado entre las sierras

del Ordal y Collserola en su último tramo, que se ensancha al llegar a la zona deltaica. En segundo lugar, por el levantamiento repentino del macizo del Garraf, en la parte más occidental del delta, y de la montaña de Montjuïc por oriente, que limitan en los dos casos al delta del Llobregat, y así limita al aire frío, que durante las noches desciende por este valle. Finalmente, la presencia del Mediterráneo con temperaturas elevadas del agua desde finales del verano y hasta el inicio del invierno, que garantizan en la zona litoral una masa de aire cálida y húmeda.

El trabajo se estructura de la siguiente manera. En la Sección 2 se explica cómo se forma un frente costero mediante diferencias de temperatura entre masas de aire. La Sección 3 está dedicada al análisis climático de la zona. Una vez detectada y explicada la peculiaridad pluviométrica de esta zona, en la Sección 4 se explica la modelización de dos episodios de lluvias en la zona con el modelo de mesoescala MM5 (Dudhia, 1993). El artículo acaba con las conclusiones.

2 El frente frío superficial

La formación de un frente superficial costero por la interacción de una masa de aire relativamente fría que descien-



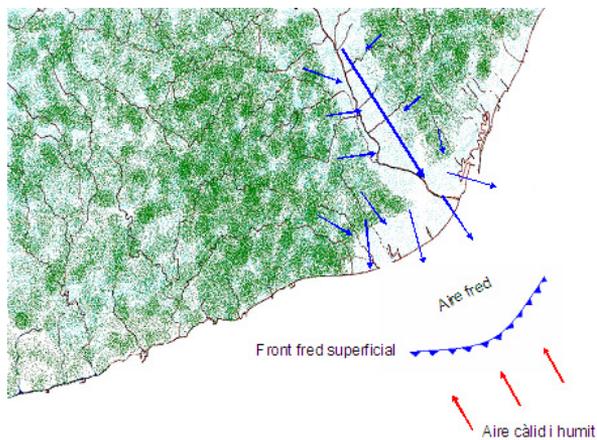


Figura 1. Esquema de la formación del frente superficial en el área del delta del Llobregat.

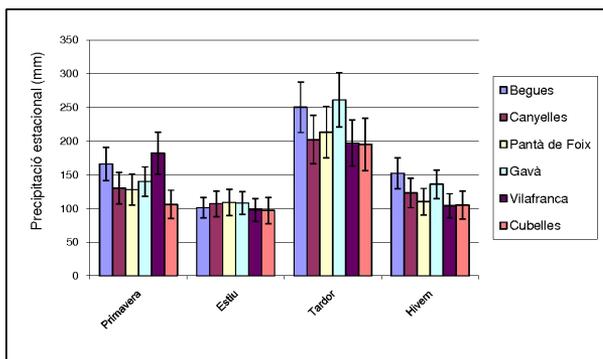


Figura 2. Distribución estacional de la precipitación en los observatorios de la Figura 3 durante el período 1978-2002.

de por un valle (drenaje) o proviene de las montañas situadas cerca de la costa con otra masa de aire más cálida y húmeda ha sido estudiada por distintos autores (Neumann, 1951; Zhong y Takle, 1992; Koch y Ray, 1997; Callado y Pascual, 2002; Malda et al., 2007).

En el caso particular de la costa noreste de la Península Ibérica, durante las noches de finales de verano, y sobre todo durante el otoño, el enfriamiento del aire superficial del preitoral, correspondiente al ciclo anual de temperatura del suelo, empieza a ser importante, y éste fluye por los arroyos y torrentes en dirección a la costa. Esto provoca convergencia, lo que puede provocar tormentas según Callado y Pascual (2002). En ese trabajo se analizaban distintos episodios de tormentas convectivas asociadas a drenaje de aire por los valles de cuatro ríos de la costa catalana: Ebro, Francolí, Llobregat y Besòs. La formación de un frente, que no necesariamente produce una tormenta convectiva, se vería favorecida en el delta del Llobregat por sus características orográficas particulares: en su último tramo presenta un valle largo, sin meandros. En este caso, el aire proveniente de las montañas

del Ordal y Collserola desemboca en el valle bajo y puede drenar libremente hacia el delta. Este aire relativamente frío que desciende por el valle del Llobregat y que tiene un grosor de aproximadamente 100 m (Callado y Pascual, 2002), al llegar al delta se ensancha y forma un frente de aire relativamente frío cuando entra en contacto con la masa de aire cálida y húmeda mediterránea (Fontserè, 1959; Jansà, 1997; ver la Figura 1).

El ensanchamiento del aire frío al llegar al delta del Llobregat quedaría limitado al noreste por la montaña de Montjuïc y la llanura de Barcelona, y por poniente por el levantamiento del macizo del Garraf. Así, el frente frío superficial puede generarse sobre el delta y, dependiendo de sus características, puede avanzar mar adentro o mantenerse aproximadamente estacionario sobre el delta (Figura 1). Si, además, existe un flujo de aire de mar hacia tierra (Callado y Pascual, 2002), la convergencia entre el frente frío superficial y la masa cálida y húmeda del Mediterráneo se intensifica, siendo el ascenso más acusado. En determinadas ocasiones, el aire inestable puede superar el nivel de convección libre formando nubes de desarrollo vertical, que pueden conllevar tormentas y lluvias intensas, que descargan alrededor de la zona de convergencia, a veces sobre el mar, a veces sobre el delta, pero difícilmente en las comarcas vecinas del delta (ver la Figura 1).

Un factor importante para que el frente pueda producir precipitaciones es su altura. Neumann (1951) propone mecanismos como el que se describe en este trabajo para argumentar la elevada pluviometría nocturna en algunas zonas costeras del Mediterráneo oriental. En ese trabajo, a pesar del grosor de la corriente de drenaje o del terral comentado anteriormente, se indicaban alturas del frente entre 1000 y 1500 m, valores similares a los encontrados para el delta del Llobregat en un trabajo previo (Herrero, 2008). Como también indican Neumann (1951), Callado y Pascual (2002), Pascual y Callado (2002), las precipitaciones generadas por el mecanismo descrito anteriormente acostumbran a ser nocturnas. Como veremos, en el caso del delta del Llobregat este hecho queda claramente marcado en el registro pluviométrico de una estación de la zona.

3 Evidencias observacionales: análisis climático de la precipitación

La detección de la propuesta anomalía pluviométrica del delta del Llobregat se ha realizado a partir del análisis climático de la precipitación media mensual y anual de distintos observatorios oficiales de la Agencia Estatal de Meteorología. El instrumental utilizado para el registro de la precipitación es el pluviómetro manual de Hellmann de 200 mm. Los datos se han homogeneizado mediante el test de von Neumann (von Neumann, 1941). Se han analizado dos series temporales: la lluvia mensual desde 1978 hasta 2002, y una segunda serie que comprende más observatorios oficiales de esta red, desde 1996 hasta 2005. Los resultados de esta última serie de datos no tienen validez climática, pero

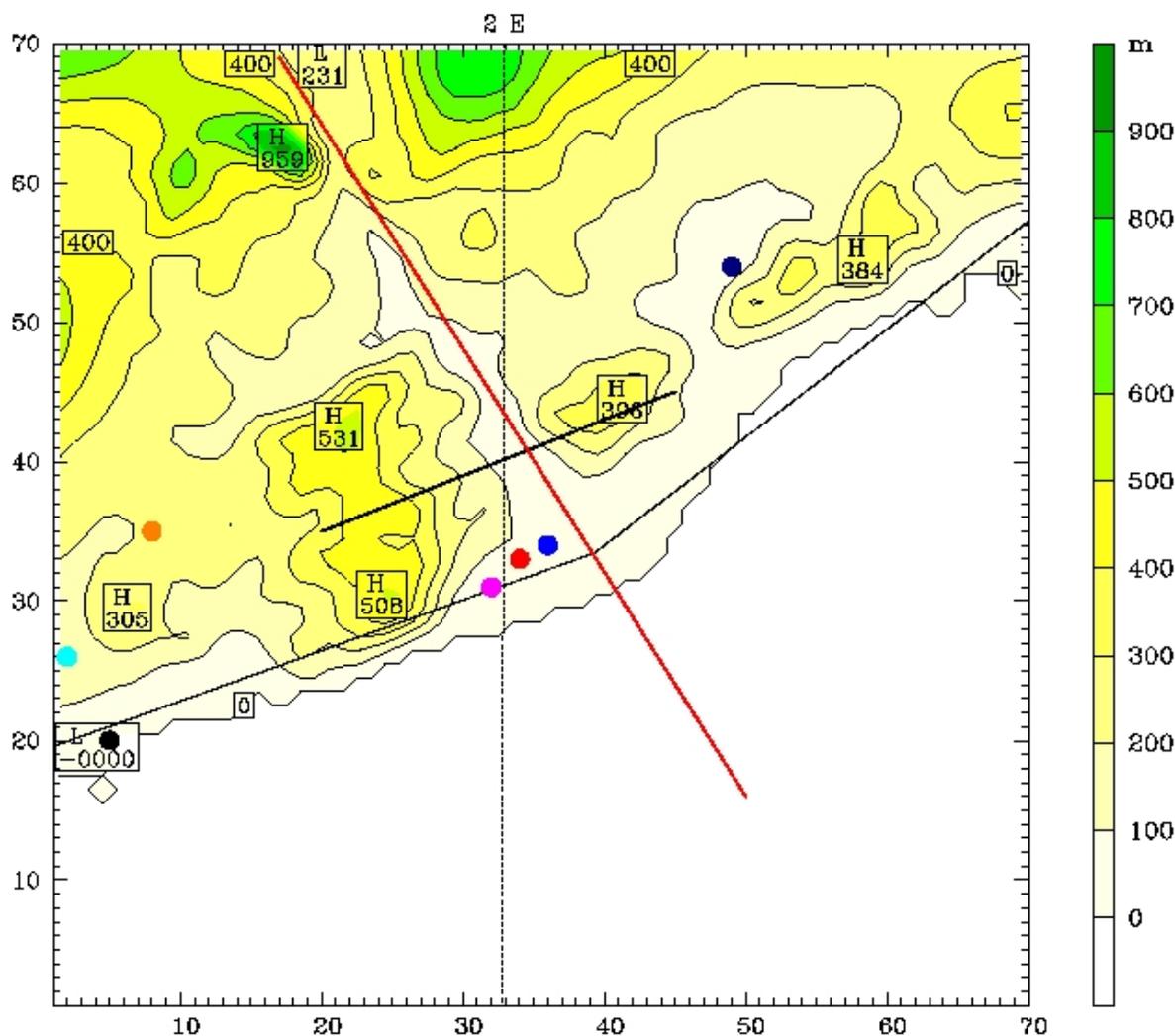


Figura 3. Situación geográfica de las estaciones analizadas: Gavà (violeta), Vilafranca (naranja), Pantano de Foix (azul claro), Cubelles (negro), Canyelles (azul oscuro), Begues (azul), Viladecans (rojo). Las líneas muestran los cortes donde se analizará el régimen de vientos en el valle y en el delta del Llobregat. Las unidades de los ejes son kilómetros.

sí que nos ayudan a acabar de perfilar la tendencia que nos da la primera de las series de datos, con más de 27 años de longitud temporal, y con casi validez climática, definiendo a ésta como lo hace la OMM, que pide estadísticas hechas en series de 30 años.

3.1 Precipitación estacional y anual

La Figura 2 muestra el régimen pluviométrico estacional de los observatorios analizados (en la Figura 3 se representa la situación geográfica de los observatorios). Tal como se puede observar, el comportamiento pluviométrico cualitativo de los observatorios analizados sigue el típico régimen del clima mediterráneo costero (Bolle, 2002), con un máximo pluviométrico en otoño, uno secundario en primavera, y dos mínimos, en invierno y verano. A

continuación se analiza la precipitación en cada estación y los mecanismos fundamentales que la pueden generar.

Tal como queda reflejado en la Figura 2, la precipitación estival (de junio a agosto) es casi homogénea respecto al entorno. Las precipitaciones de esta estación están fundamentalmente causadas por tormentas que, aunque normalmente precipitan de forma muy localizada, a lo largo de los años afectan de modo parecido a los alrededores del delta del Llobregat. Así pues, las tormentas de verano afectan del mismo modo a las distintas estaciones y no existe ninguna anomalía en el delta durante esta estación.

Las precipitaciones primaverales (de marzo a abril) están causadas, generalmente, por el paso de sistemas frontales asociados a bajas presiones, los cuales son más activos cuanto más al norte y al interior. Por eso en esta época del año, es en Vilafranca, situada más al interior (ver

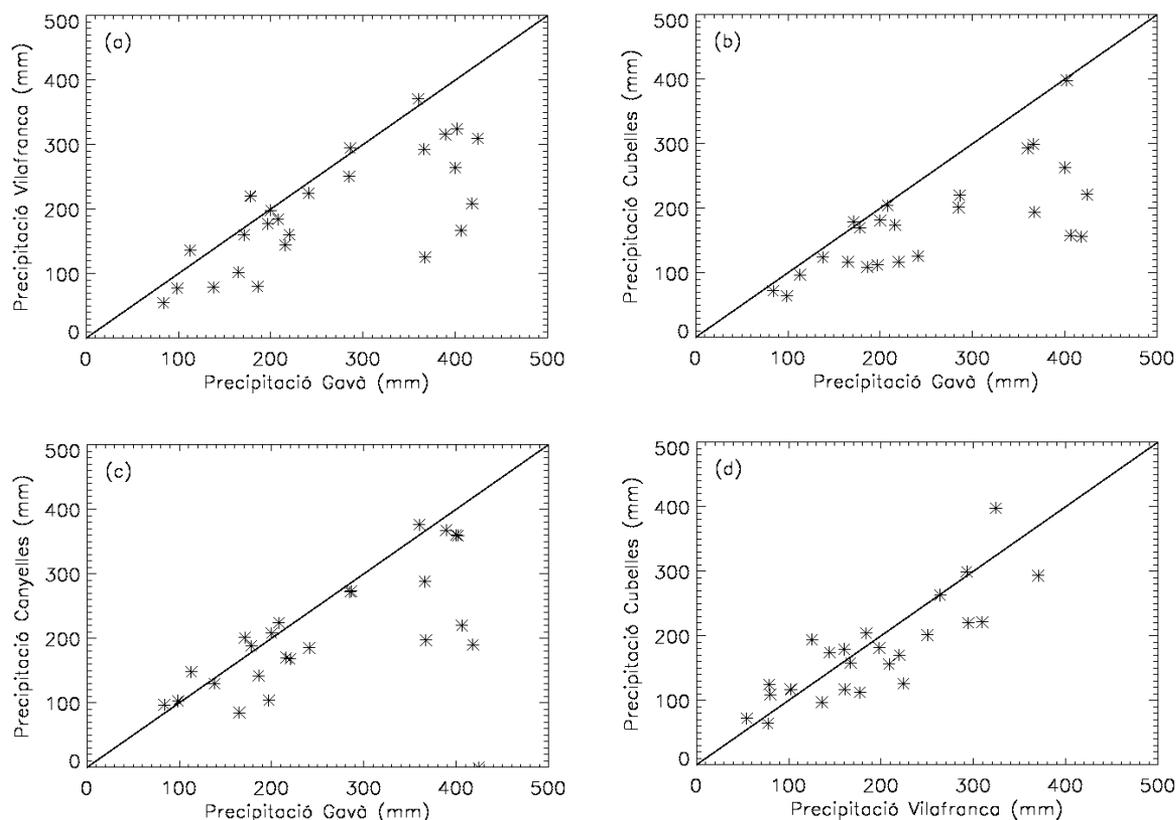


Figura 4. Comparación de la pluviometría en otoño entre distintas estaciones del delta del Llobregat y su entorno durante el período 1978-2002.

la Figura 3), donde la precipitación presenta un máximo respecto a otras zonas del entorno del macizo del Garraf, y sobre todo al delta del Llobregat (estaciones de Gavà y Begues), donde la precipitación es sensiblemente menor (ver la Figura 2).

Durante el otoño (de septiembre a noviembre), la precipitación es, en el período analizado, notablemente superior en el delta del Llobregat (estaciones de Gavà y Begues de la Figura 2) que en la llanura del Penedès (norte del macizo del Garraf, estación de Vilafranca), y que en el suroeste del macizo (Cubelles). Así mismo, excepto en el delta, la precipitación de otoño no presenta, a grandes rasgos, diferencias importantes entre otros puntos del entorno del macizo. En la Figura 4 se representa la comparación de la lluvia recogida en el otoño de cada año desde 1978 a 2002 en la estación de Gavà y en estaciones situadas al sur del macizo del Garraf. Puede observarse cómo entre el norte (Vilafranca) y el suroeste (Cubelles) del macizo, la precipitación es muy similar. Sólo en el delta, y en el altiplano de Begues, a 400 m de altitud, presenta unos valores claramente superiores al resto y comparables entre sí.

La tendencia de las diferencias de precipitación en otoño entre la estación de Gavà y el resto muestra un comportamiento distinto entre las estaciones situadas al

norte y al sur del Llobregat. Para el caso de Canyelles (punto más al norte de la Figura 3), única estación que presenta una disminución de la precipitación con los años, la anomalía pluviométrica detectada aumenta durante el período estudiado (1978-2002). Para el resto de estaciones, la anomalía que presenta el delta del Llobregat se mantiene aproximadamente constante (Cubelles) o disminuye claramente (Vilafranca, Begues y Pantano de Foix). Esto es debido a que en estas últimas estaciones la precipitación en otoño crece mucho más que en la estación de Gavà. Aunque es necesario un estudio más en profundidad de las tendencias, incluyendo otras estaciones, estos datos pueden representar una primera indicación de que la importancia del macizo del Garraf como elemento climático separador de la precipitación está disminuyendo con el tiempo.

En cuanto a la precipitación durante el invierno (de diciembre a febrero), todo parece indicar que hay una ligera tendencia positiva en la precipitación en el delta respecto a los observatorios situados al otro lado del macizo del Garraf, al norte, al oeste y al suroeste del mismo. La razón probablemente sea que diciembre se considera invierno, y la formación del frente superficial en el delta es todavía posible de forma más o menos activa.

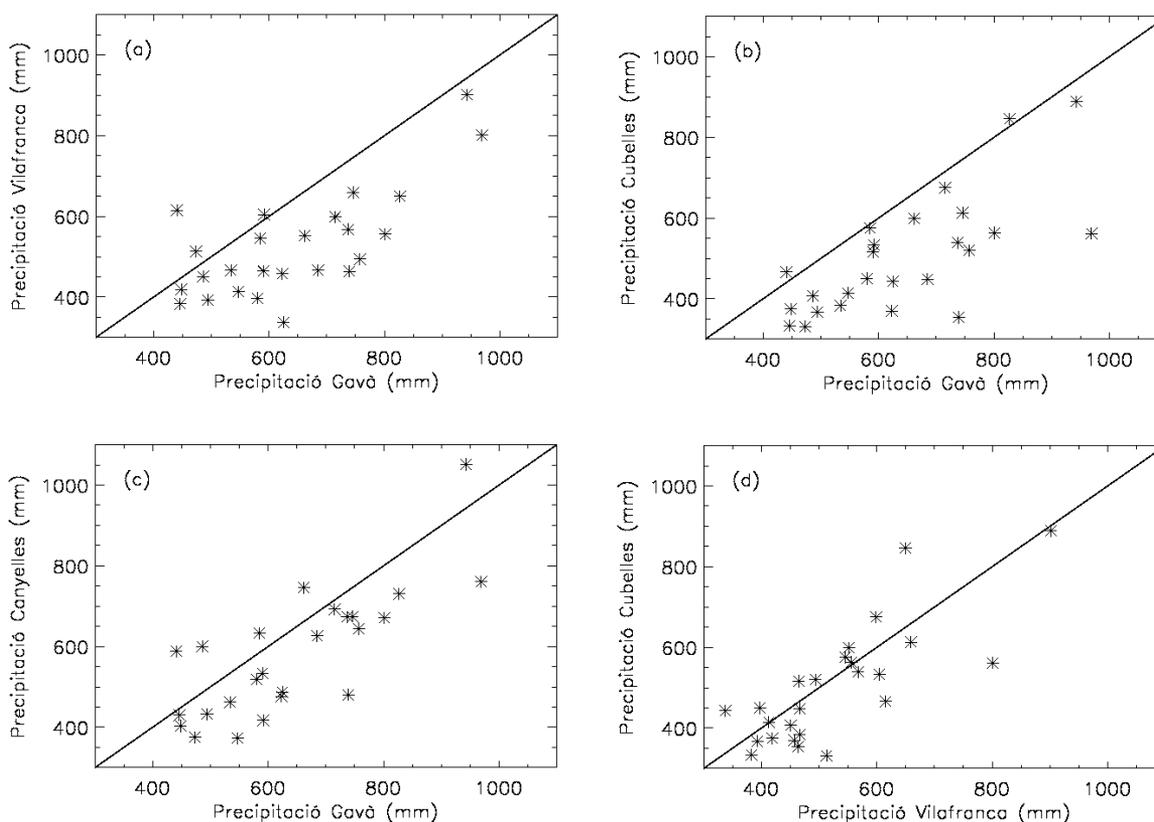


Figura 5. Comparación de la pluviometría anual entre el delta (Gavà) y otras estaciones de fuera del delta para el período 1978-2002.

La diferencia de pluviometría en otoño condiciona las variaciones de precipitación anuales. La Figura 5 muestra la comparación de la precipitación anual durante el período 1978-2002 en distintos observatorios del entorno del delta con la estación pluviométrica del mismo, Gavà. De la figura se puede concluir que el macizo del Garraf actúa como un elemento modificador de la precipitación entre la parte este y nordeste por un lado, y el oeste, norte y suroeste, por el otro. Como se puede observar, cada año se acumula mayor precipitación en la estación situada al este del Macizo (Gavà) que en el resto de estaciones. En el caso de las estaciones situadas a poniente del macizo del Garraf en general se dispone alrededor de la línea de equiprecipitación. El exceso de precipitación que presenta Vilafranca respecto a Cubelles (Figura 5d) puede explicarse, como se ha comentado anteriormente, por la precipitación primaveral.

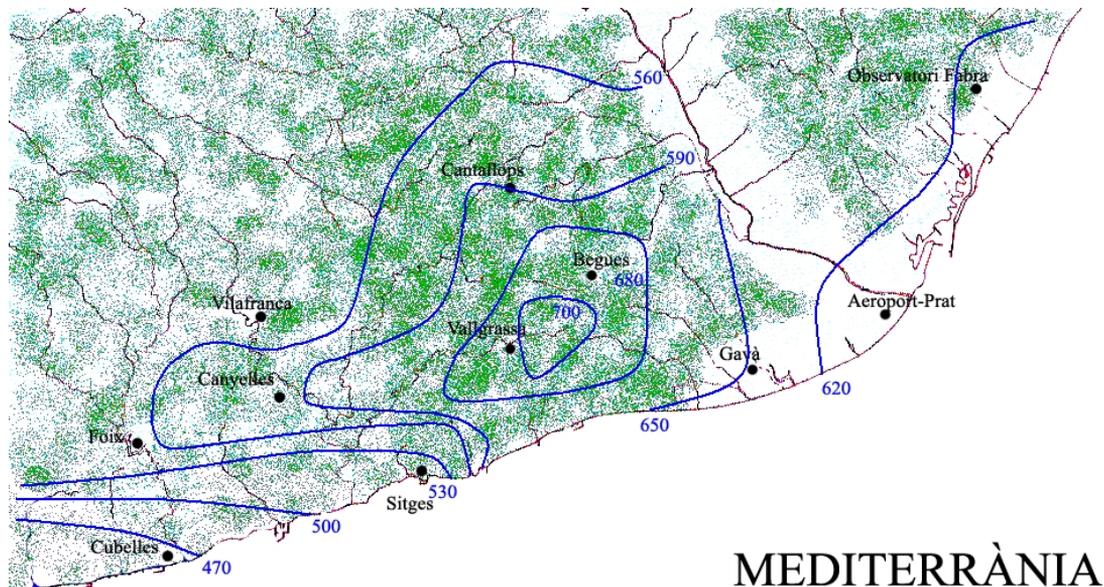
En la Figura 6, y para completar el análisis, se muestra el mapa de isoyetas resultando del análisis pluviométrico para el período 1996-2005. Como se puede ver, hay una distribución desigual de la precipitación en el entorno del macizo del Garraf, detectándose una mayor precipitación anual en los observatorios situados al este del macizo; por encima de los 630 mm en Gavà y Begues. Valores que

contrastan con los recogidos en los observatorios del oeste y del norte del macizo: Vilafranca, a tan sólo 25 km de Gavà, y 15 km de Begues, presenta una precipitación anual notablemente menor, claramente por debajo de los 600 mm. El promedio anual es de 122 mm de precipitación menos en Sitges que en Gavà, siendo la distancia entre ambos observatorios de una quincena de kilómetros, separados por el macizo del Garraf. El observatorio Fabra de Barcelona presenta una precipitación ligeramente inferior a la de Gavà, aún encontrándose a una altitud de 400 m sobre el nivel del mar, y por lo tanto donde la precipitación es más efectiva.

La anomalía pluviométrica también queda manifiesta en el análisis de otras variables relacionadas con la precipitación, como por ejemplo el número de días de lluvia (días con más de 0.1 mm de precipitación). Así, en el período 1978-2002, hay un mayor número de días de precipitación en los observatorios del este y noreste del Macizo del Garraf (Gavà i Begues, con 81 y 83 días respectivamente) respecto al resto (Sitges, Canyelles, Vilafranca, con 73, 51 y 70 días respectivamente).

3.2 Precipitación nocturna

Por lo que respecta a la hora del día en la que se produce la precipitación, se han utilizado los datos horarios de



MEDITERRÀNIA

Figura 6. Isoyetas de precipitación anual (mm) durante el período 1996-2005. En la figura se muestran las estaciones utilizadas para el estudio.

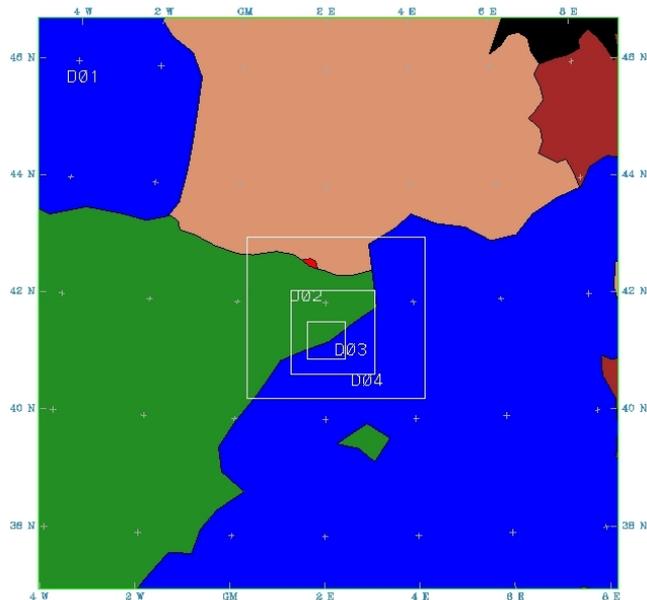


Figura 7. Dominios de la simulación con el modelo MM5.

la estación meteorológica automática del *Servei de Meteorologia de Catalunya* instalada en Viladecans, en plena zona agrícola del delta. Se ha analizado la precipitación diaria a escala horaria desde 1993 hasta 2005, estudiando los días en los cuales la precipitación se produce entre las 22 UTC y las 07 UTC.

Antes que nada hay que destacar que la precipitación nocturna del mes de septiembre representa casi el total de la precipitación de este mes para todos los años estudiados. De los 68 mm de precipitación media, aproximadamente 59 mm lo han hecho durante la noche, entre las 22 y las 07 UTC, es decir, un 87% de la precipitación total de este mes. Éste es el mes en el que el sistema frontal superficial es seguramente más activo, y puede generar las precipitaciones más importantes. Durante el mes de octubre, de los 69 mm de precipitación media, casi 44 mm lo hicieron en horario nocturno, es decir, un 64%. En los meses de noviembre, diciembre y enero, este porcentaje disminuye de forma considerable, cuando la formación del frente superficial es más difícil, y de producirse éste es menos activo. Por lo tanto, tal y como ya había mostrado Neumann (1951), la mayor parte de la precipitación asociada a este tipo de situación es nocturna.

De este análisis se desprende la existencia de un mecanismo pluviométrico que deja, en líneas generales, más precipitación en el delta que en observatorios de los alrededores. Esta precipitación se produce fundamentalmente en otoño y es nocturna. Esta marcada diferencia, y la estación del año en que se produce, hacen plantear la hipótesis de la formación de un frente frío superficial como

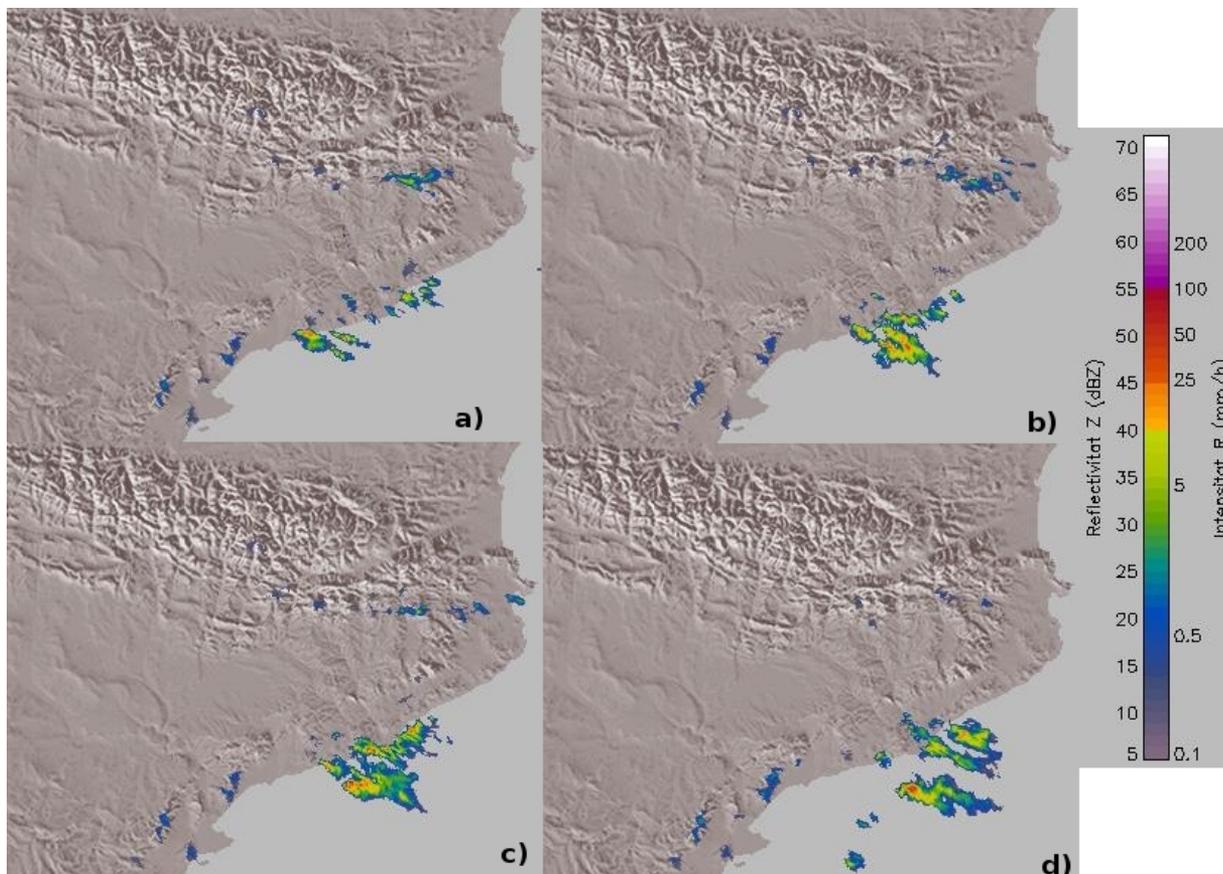


Figura 8. Reflectividad radar a las (a) 23 UTC del día 2, (b) 00 UTC, (c) 00:20 UTC, y (d) 01:30 UTC del día 3 de septiembre de 2000. Fuente: AEMet.

mecanismo generador de una mayor precipitación en el delta del Llobregat.

Los resultados del análisis de la anomalía pluviométrica a nivel anual, y estacional, están de acuerdo con otros trabajos anteriores, que denotan un máximo pluviométrico en la zona del Delta del Llobregat respecto al entorno más inmediato (Clavero et al., 1996).

4 Modelización del frente nocturno superficial

Una vez analizada la diferencia de precipitación entre el delta del Llobregat y las zonas cercanas, y cómo la formación de un frente nocturno en el área del delta del Llobregat puede explicar este hecho, estudiaremos con más detalle algunos episodios en los que la precipitación nocturna afectó de forma prácticamente exclusiva al delta, o bien se intensificó en esta zona geográfica. Se ha utilizado un modelo de mesoescala para simular las condiciones atmosféricas de dos episodios de finales del verano: el 2 de septiembre de 2000 y el 30 de agosto de 2007. Para los dos episodios, aparte de estudiar las características de la atmósfera en el área de interés, se podrá comparar la salida del modelo con los datos de radar de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMet) y del

Servei Meteorològic de Catalunya (Meteocat). Además, para el primero, el 2 de septiembre de 2000, también se compara la salida del modelo con las observaciones de la estación de Viladecans, situada en el delta del Llobregat.

4.1 Características de la simulación numérica

Para poder estudiar el fenómeno con más precisión se ha llevado a cabo una simulación con la versión 3.4 de la quinta generación del modelo de mesoescala de PennState/NCAR, llamado MM5 (Dudhia, 1993, Grell et al., 1995). Este modelo ya se ha utilizado recientemente para otros estudios de frentes costeros (Malda et al., 2007). Las condiciones iniciales y de contorno se han extraído de los análisis globales del modelo del *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF); en la simulación numérica estas condiciones se actualizan cada 6 horas.

Se han definido cuatro dominios con resoluciones horizontales de 27, 9, 3 y 1 km, y 40x40, 37x34, 52x52 y 70x70 puntos respectivamente (ver la Figura 7). El punto central del dominio más grande está situado a 41.99°N, 2.07°E. Las simulaciones se han realizado con la opción *2-way nesting* entre todos los dominios. Es necesaria

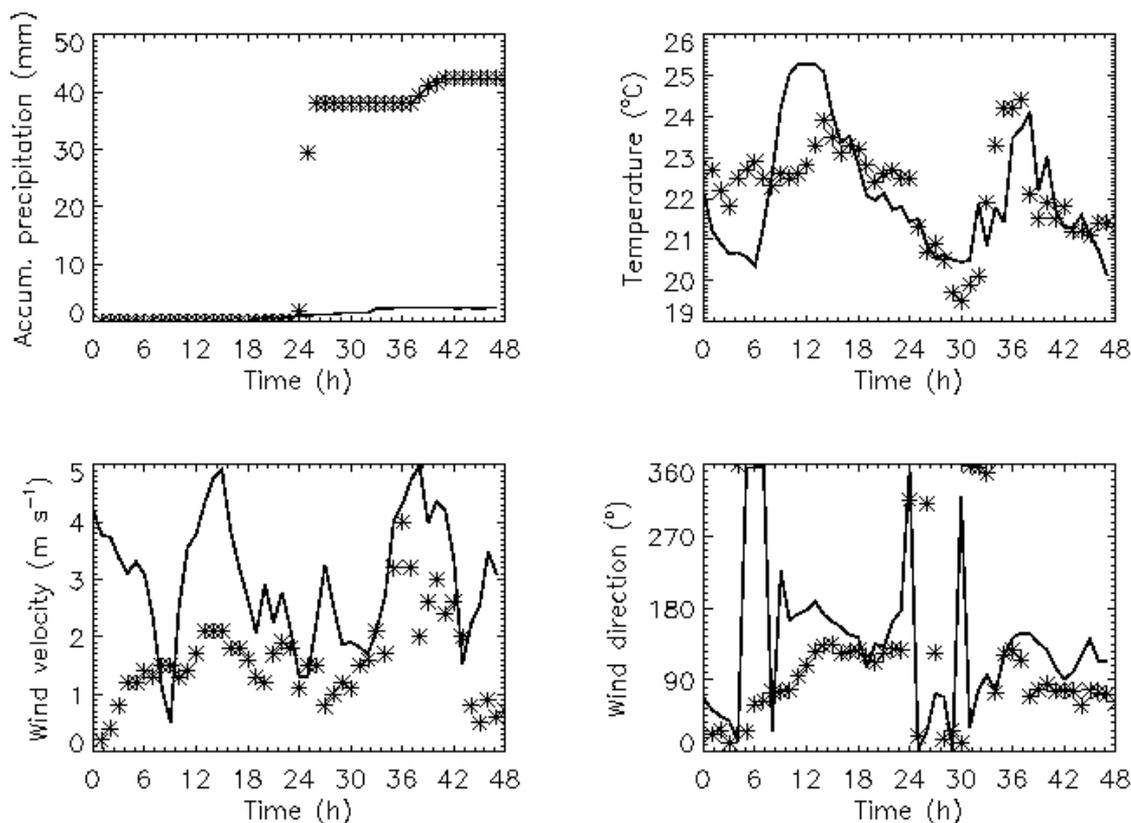


Figura 9. Evolución temporal desde las 00 UTC del día 2 de septiembre a las 00 UTC del 4 de septiembre de 2000 de la precipitación acumulada, dirección e intensidad del viento, y temperatura observadas en la estación de Viladecans (asteriscos) y obtenidas con el modelo MM5 en el punto de dominio de 1 km de resolución más cercano a la estación (línea continua).

una resolución horizontal elevada en el dominio más pequeño para capturar los vientos en superficie que puedan descender por el valle del Llobregat y por las montañas cercanas. Aunque en la dirección vertical sería también recomendable una elevada resolución si el objetivo fuera el de capturar la aparición de un posible jet de baja altura en el valle, se han definido únicamente 27 niveles verticales σ ($\sigma = (p - p_{top}) / (p_{sfc} - p_{top})$), donde p_{sfc} es la presión superficial y p_{top} es la presión en el techo del modelo (100 hPa), ya que éste no es el objetivo del trabajo. Aún así, en la capa límite planetaria la resolución vertical es más elevada para intentar capturar el ascenso del aire en la formación del frente. Los cuatro niveles más bajos de la simulación numérica están aproximadamente a 0, 170, 210, 260 m por encima del terreno. Debido a la dependencia de los niveles σ con la presión, la altura a la que se encuentran estos niveles puede tener variaciones con el tiempo o el punto del modelo.

Para los cuatro dominios se ha utilizado la parametrización MRF para la capa límite (Troen y Mahrt, 1986; Hong y Pan, 1996), *simple ice* (Dudhia, 1989) como esquema de humedad, y *cloud* como esquema de radiación atmosférica. El esquema de convección ha sido distinto

para los dos dominios más grandes y para los dos más pequeños. En los dos dominios más grandes se ha utilizado la parametrización de Kain-Fritsch (Fritsch y Chappell, 1980; Kain y Fritsch, 1993; Kain y Fritsch, 2004), y para los dos dominios más pequeños no se ha utilizado ningún esquema de convección ya que la resolución de la malla así lo aconseja.

4.2 Simulaciones de los episodios

A continuación se presenta la simulación numérica de dos episodios donde se postula que la precipitación está producida por la formación de un frente costero en el delta del Llobregat.

4.2.1 2 de septiembre de 2000

Ese día había una baja presión en el sur de España (no se muestra) que producía vientos en superficie débiles manteniéndose durante todo el día 3. En altura, el viento también era poco importante en la zona de Cataluña.

Las imágenes de satélite del 2 y el 3 de septiembre mostraban nubes que se extendían por todo el norte de

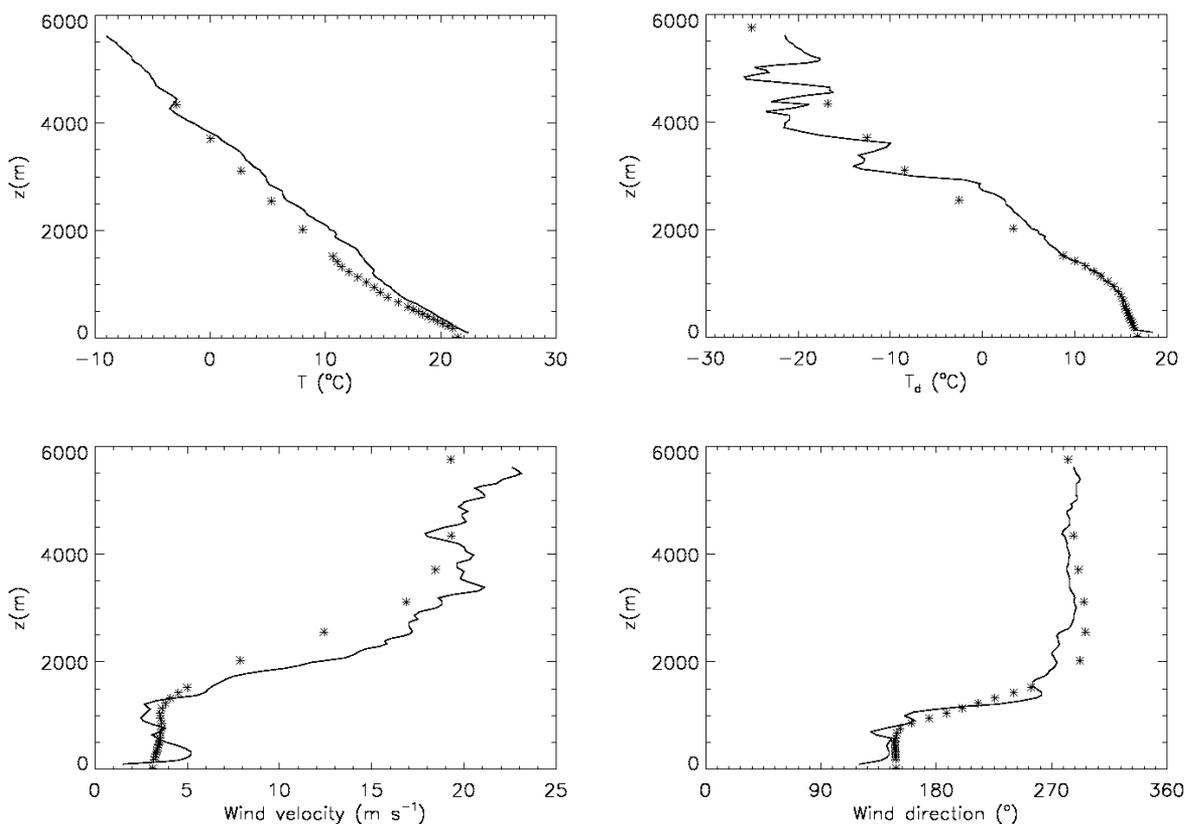


Figura 10. Perfiles verticales de la temperatura, la temperatura de punto de rocío, la velocidad y dirección del viento medidos con el sondeo de Barcelona (línea continua) y obtenidos en el punto más cercano del modelo MM5 (asteriscos) el 3 de septiembre de 2000 a las 00 UTC.

la península y hacia el mar (no se muestra). Estas nubes fueron enfriándose y aumentando su humedad durante la madrugada del 3, especialmente en el área de estudio. Por su lado, las imágenes de radar muestran que no hay lluvias hasta las últimas horas del 2 de septiembre cuando aparece una banda de precipitación importante paralela a la costa (ver la Figura 8). Este hecho puede ser un indicio de la presencia de un frente costero. La precipitación se desplazó hacia el mar, donde se intensificó.

Antes de presentar cómo el modelo reproduce la situación meteorológica a escala mesoescalar y cuáles son los mecanismos fundamentales para el desarrollo del frente mesoescalar superficial delante del delta del Llobregat, compararemos la salida del modelo con los datos obtenidos durante el episodio en la estación automática de Viladecans.

En la Figura 9 se muestra la evolución temporal durante los días 2 y 3 de septiembre de la precipitación acumulada, la temperatura a 2 m, la dirección y la intensidad del viento a 10 m observada en la estación (asteriscos) y simulada con el modelo de mesoescala en el punto de dominio de 1 km de resolución horizontal más cercano a la estación (línea continua).

Como se puede observar en la figura, el modelo subestima claramente la precipitación recogida en la estación. Además, el modelo simula más precipitación entre las 10 UTC y las 18 UTC del día 3 y no durante la noche precedente.

En cuanto a la temperatura, el modelo ajusta bastante bien las observaciones durante la madrugada del día 3, con un error máximo del 5%. Asimismo, el modelo simula correctamente la dirección y la intensidad del viento observada durante las horas finales del día 2 y durante el día 3. Este período coincide con el desarrollo del frente. Como se puede observar, los vientos que se producen entre las 00 UTC y las 08 UTC del día 3 de septiembre provienen del noroeste y pueden ser vientos de drenaje que bajan por el valle del Llobregat. Por lo tanto, a la vista de la Figura 9, el modelo reproduce correctamente las condiciones atmosféricas registradas en Viladecans, excepto la precipitación que como se postula durante todo el artículo es un fenómeno bastante local.

El sondeo de Barcelona, 15 km al norte de la zona de estudio, y fuera de la influencia del delta del Llobregat nos proporciona otra fuente de validación del modelo para los días de estudio. En la Figura 10 se representan los perfiles

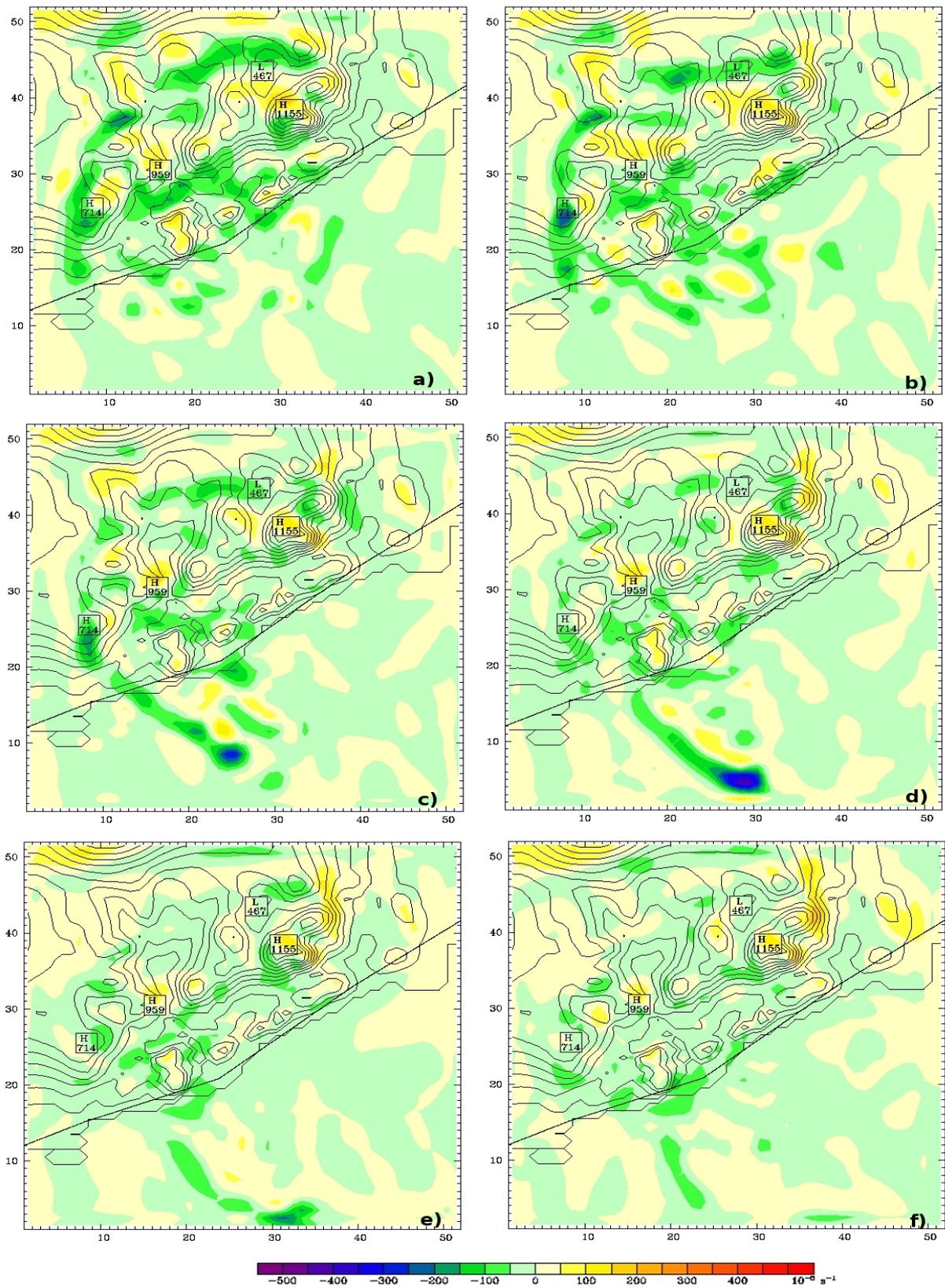


Figura 11. Divergencia (convergencia negativa) horaria obtenida con el modelo MM5 en el dominio de 3 km de resolución cada hora entre las (a) 00 y (f) las 05 UTC del 3 de septiembre de 2000.

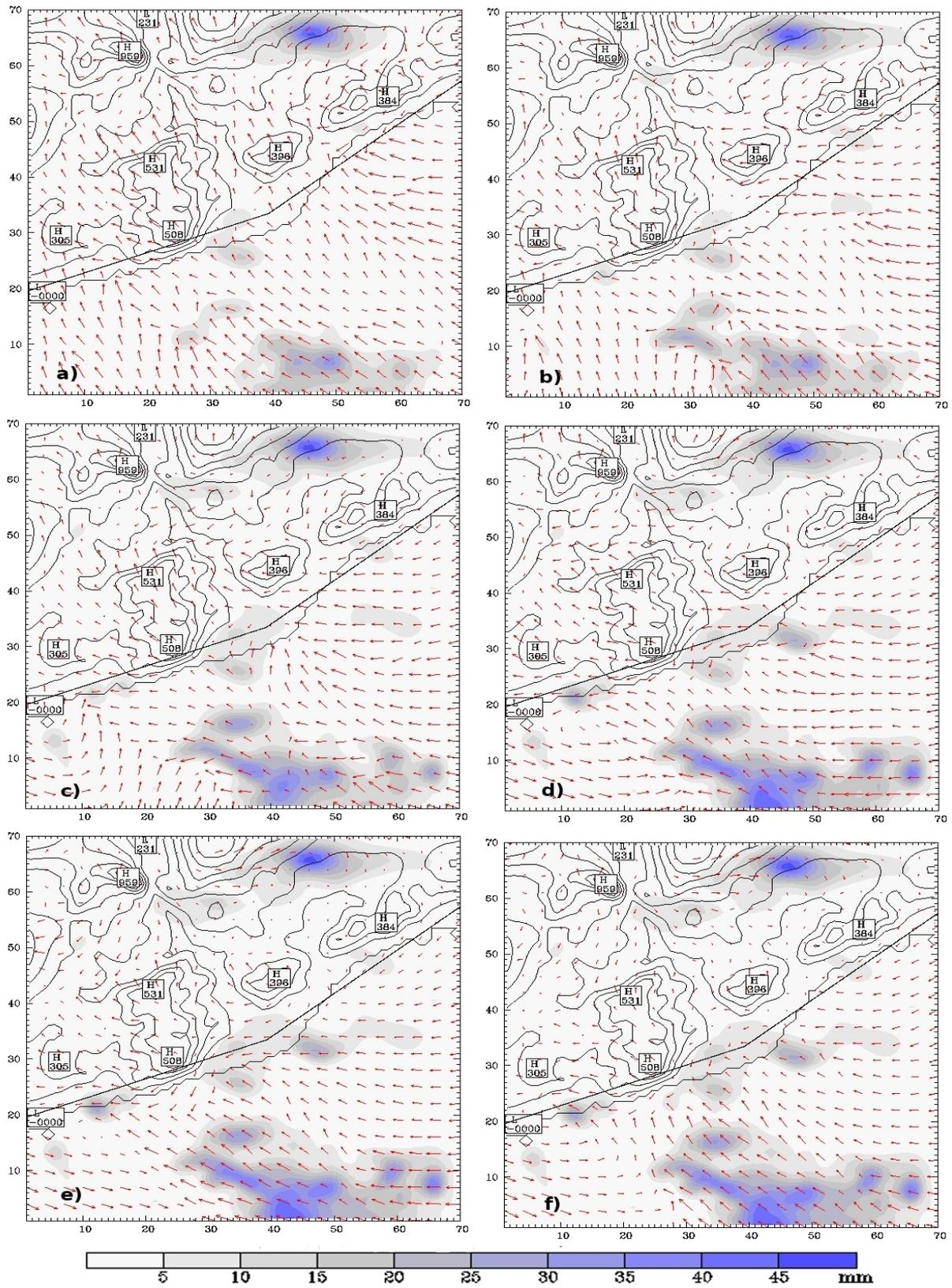


Figura 12. Vientos en superficie (flechas rojas) y precipitación acumulada (contornos) obtenidos con el modelo MM5 en el dominio de 1 km de resolución cada hora entre (a) las 00 y (f) las 05 UTC del 3 de septiembre de 2000.

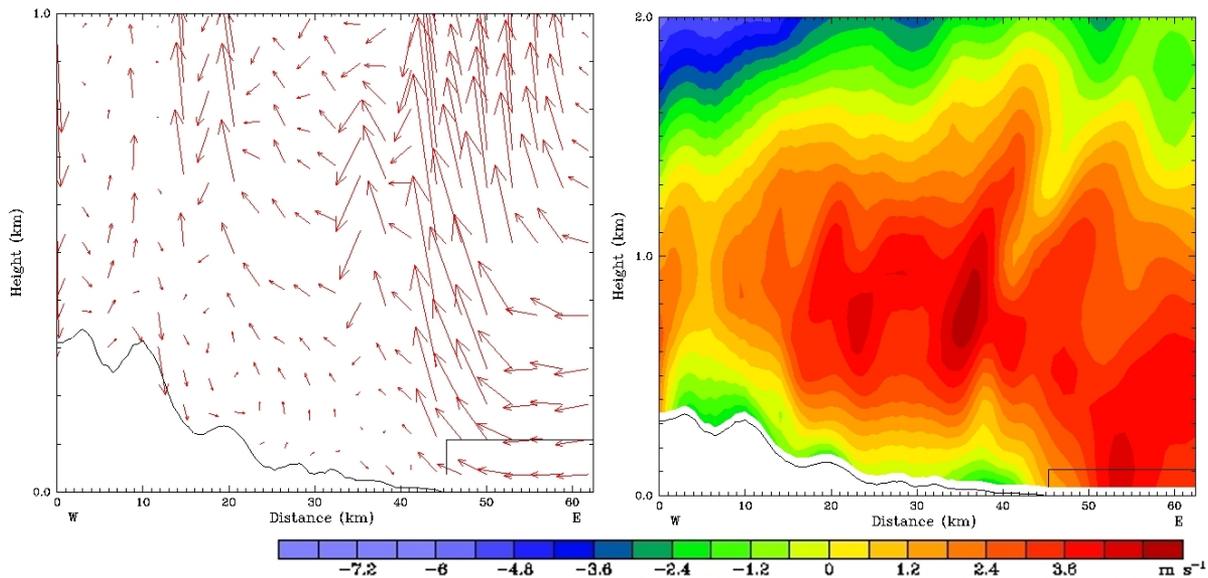


Figura 13. Campo de viento (izquierda) e intensidad del componente vertical del viento en la dirección norte-sur (derecha) a las 06 UTC del 3 de septiembre de 2000 a lo largo del corte vertical marcado con una línea roja en la Figura 3. Es importante remarcar que la escala vertical es distinta en las dos gráficas. En el gráfico de la izquierda las máximas magnitudes horizontales y verticales del viento son 5.6 m s^{-1} y 47.6 cm s^{-1} respectivamente.

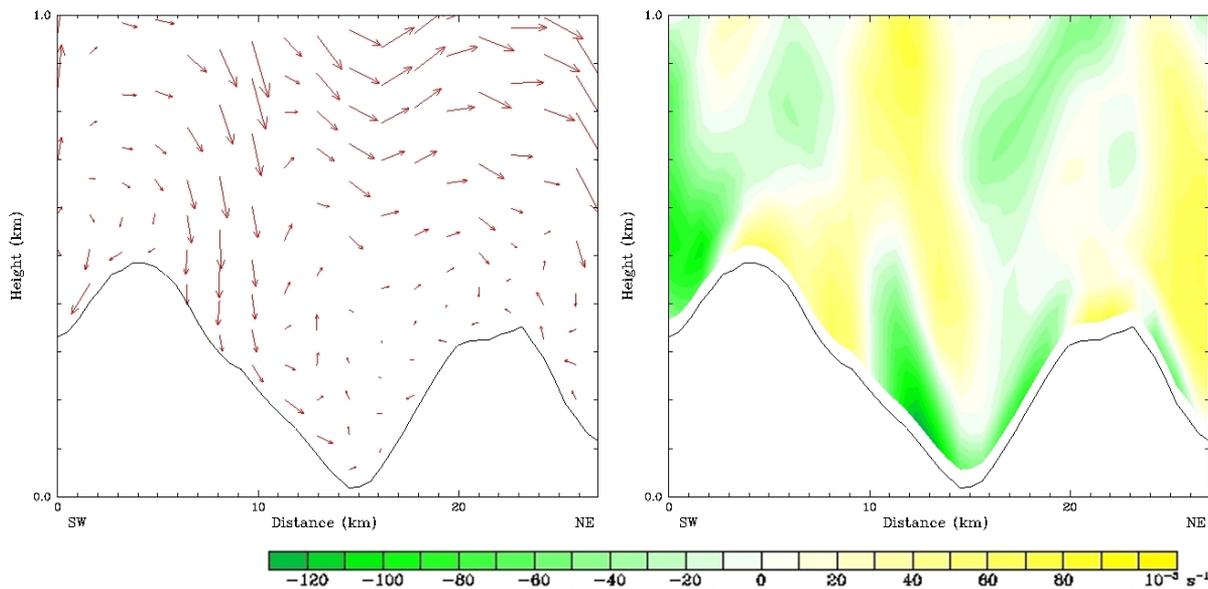


Figura 14. Campo de viento (izquierda) y divergencia (derecha) a las 06 UTC del 3 de septiembre de 2000 a lo largo del corte vertical marcado con una línea negra en la Figura 3. En el gráfico de la izquierda las máximas magnitudes horizontales y verticales son 5.2 m s^{-1} y 35.2 cm s^{-1} respectivamente.

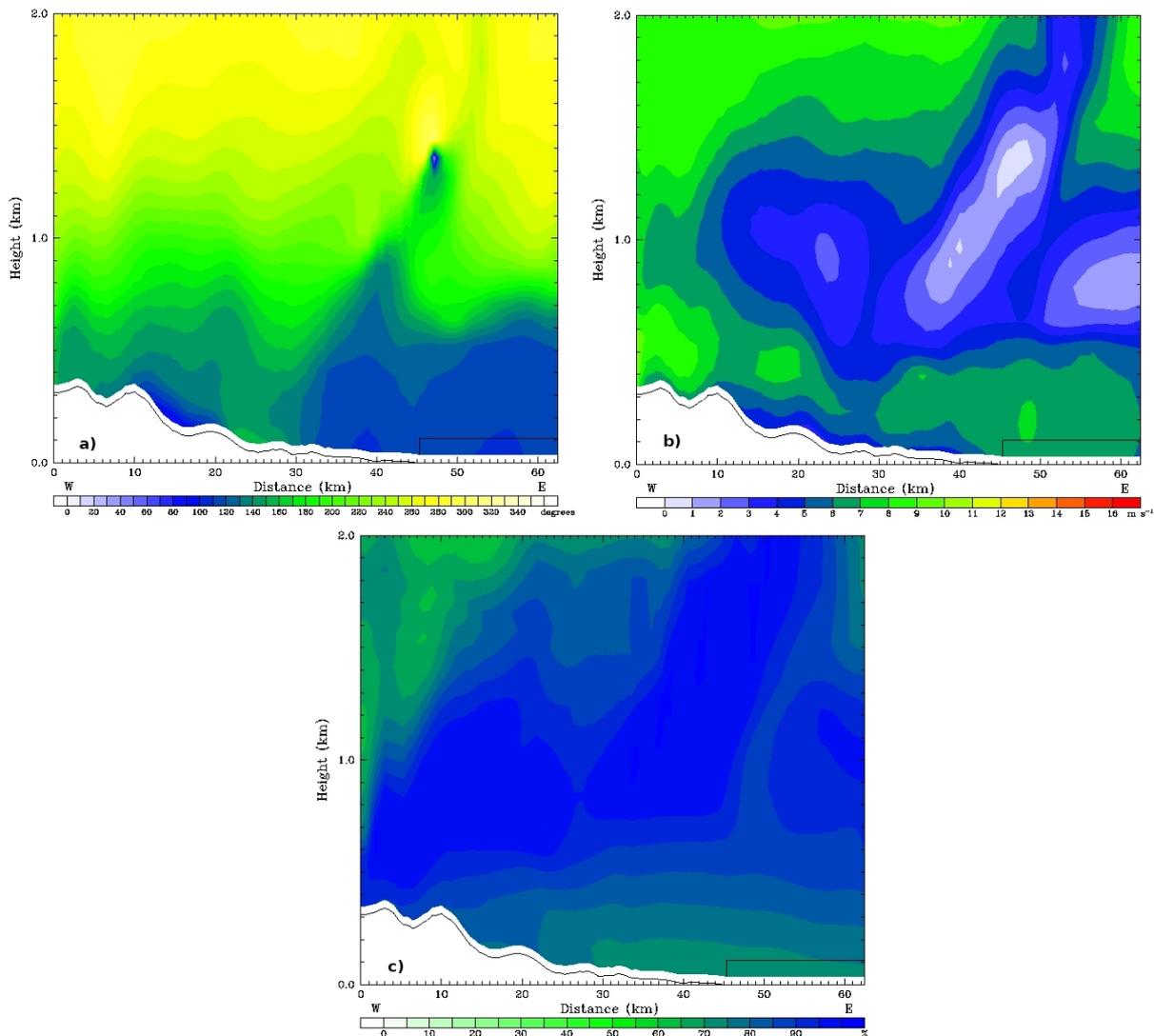


Figura 15. (a) Direcció, (b) intensitat del vent i (c) humedat relativa en funció de l'altura obtinguda amb el model MM5 a les 20 UTC del 2 de setembre de 2000 per a un corte longitudinal en el valle del Llobregat (línea roja de la Figura 3).

verticales de la temperatura, la temperatura de punto de rocío, la direcció i la intensitat del vent mesurades amb el sondeo de Barcelona (41.383°N, 2.116°E) i obtingudes amb el model MM5 en el punt de domini 4 més proper al punt del sondeo (41.404°N, 2.181°E, 28 m) el 3 de setembre de 2000 a les 00 UTC.

Se pot concloure que, a pesar de que el model no pot capturar tota l'estructura de la capa superficial, especialment per lo que respecta a la velocitat del vent, reproduïx de manera satisfactoria les condicions atmosfèriques en la capa límit per al dia d'estudi.

A continuació nos centrarem en la simulació dels vents i la precipitació obtinguda en els dos dominis més petits, de 3 i 1 km de resolució horitzontal. En la Figura 11 se mostra la divergència (convergència negativa) obtinguda amb la simulació numèrica en el domini 3 entre

les 00 i les 05 UTC del 3 de setembre de 2000. Com es pot observar, el model produeix valors negatius de la divergència, i.e., convergència positiva, en tota la costa davant del delta del Llobregat, lo que fa promoure els moviments verticals i pot produir nubositat en la zona. Per observar amb més detall com es produeix aquesta convergència i els seus efectes analitzarem la sortida del model en el domini més petit.

En la Figura 12 se mostren els vents superficials i la precipitació acumulada obtinguda amb el model en el domini més petit de la simulació entre les 00 UTC i les 05 UTC del 3 de setembre de 2000. Com es pot observar, inicialment en tot el valle els vents predominants són del surest, produïts probablement per la brisa marina. Però, a mesura que avança la nit, els vents sinòtics del surest compiten amb els vents de

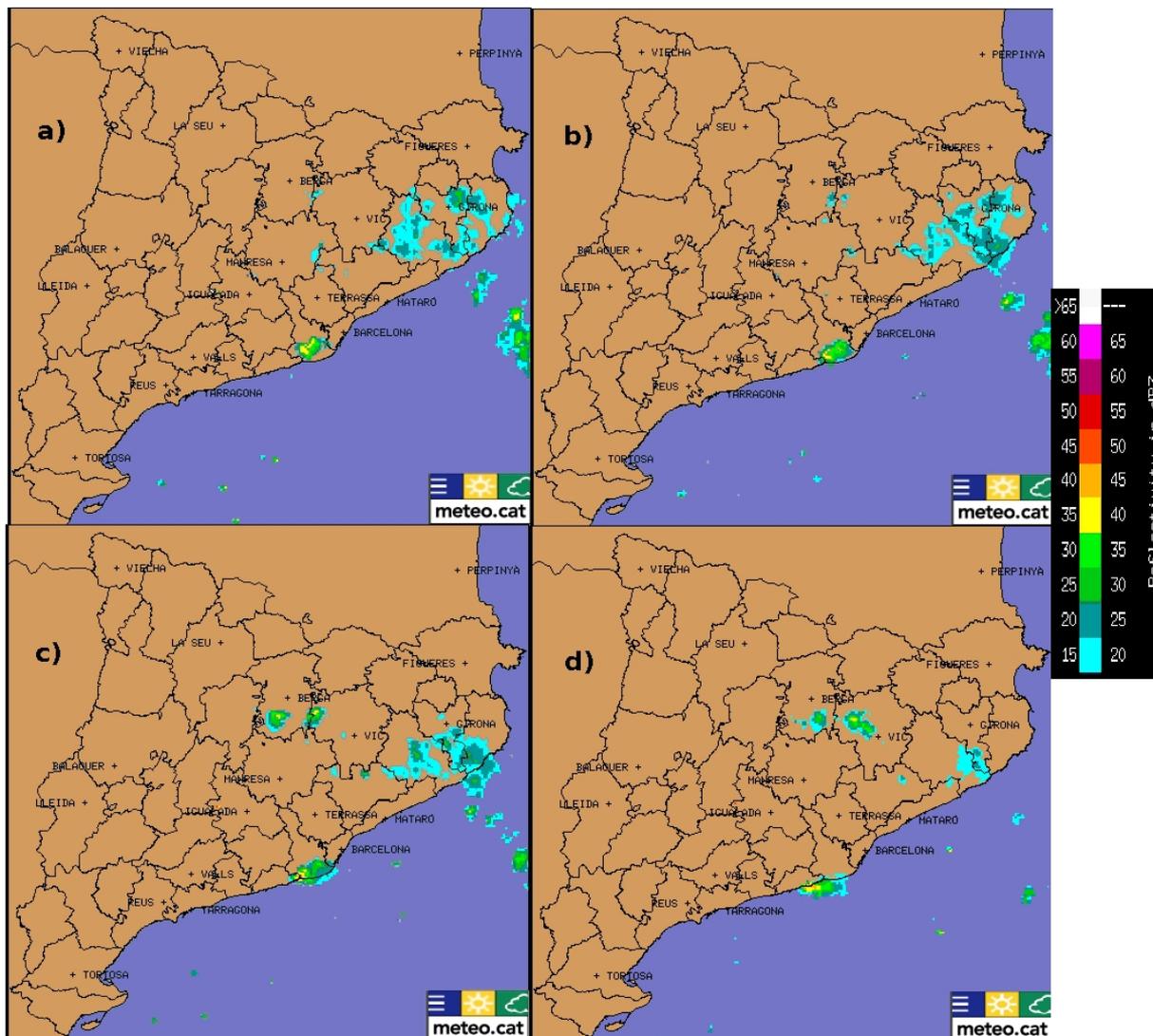


Figura 16. Reflectividad radar a las (a) 20:48 UTC, (b) 21 UTC, (c) 21:12 UTC y (d) 21:36 UTC del 30 de agosto de 2007. Fuente: Meteocat.

drenaje que provienen del valle del Llobregat en dirección noroeste, produciéndose una zona de convergencia a lo largo de la costa tal como se ha mostrado en la Figura 11. Por lo tanto, y tal como se ha mencionado anteriormente, el aire relativamente más seco y frío que baja por el valle puede tener un papel importante en el desarrollo del frente.

En cuanto a la precipitación, y como ya hemos mencionado anteriormente, el modelo no predice de manera adecuada la precipitación en la zona. Si comparamos con las imágenes de radar (ver la Figura 8), queda claro que el modelo produce precipitación mucho más lejos de la costa. Este hecho puede ser debido a la sobreestimación de la intensidad del viento del noroeste mostrado en la Figura 9. Aún así, las cantidades de precipitación acumulada en el modelo son parecidas a las recogidas en la estación de Viladecans.

La Figura 13 muestra el campo de vientos (izquierda) y la componente horizontal del viento en la dirección norte-sur (derecha) a lo largo de un corte longitudinal siguiendo el valle (línea roja de la Figura 3).

En el campo de viento mostrado en la Figura 13 queda manifiesta la convergencia de aire que se produce en el delta entre los vientos que descienden por el valle y los que provienen del mar. Si nos fijamos en la figura donde se muestra la componente norte-sur de la velocidad horizontal, se observa cómo, a esta hora, los vientos superficiales en la costa son positivos, es decir, en dirección norte, cambiando de signo a medida que remontan el valle.

Para observar con más claridad los vientos de drenaje que confluyen a lo largo del valle desde las montañas cercanas, estudiaremos el régimen de vientos y la convergencia del aire a lo largo del corte transversal mostrado en la

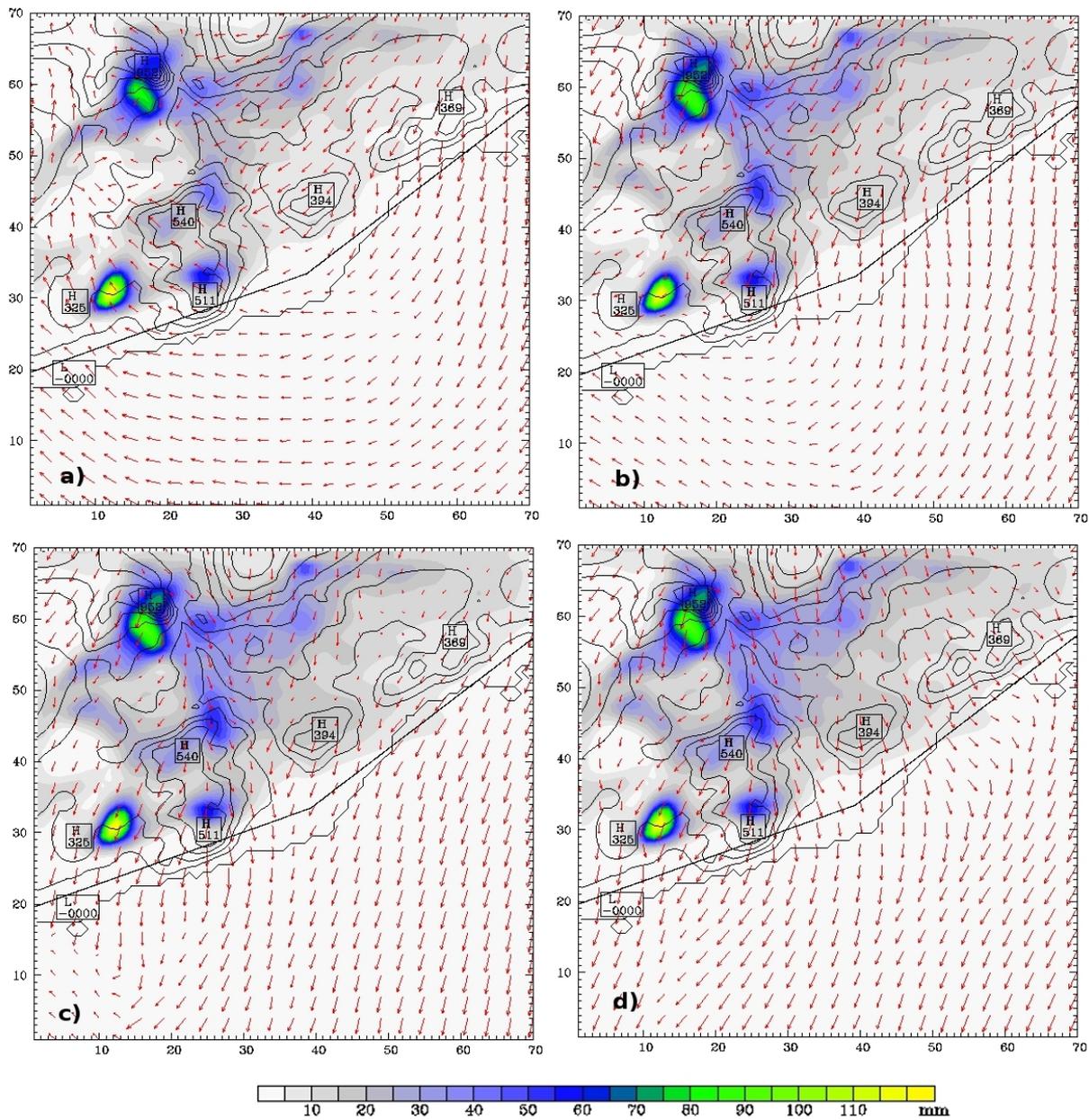


Figura 17. Imágenes del viento superficial y precipitación acumulada obtenidas con el modelo MM5 en el dominio de 1 km de resolución a las (a) 19 UTC, (b) 20 UTC, (c) 21 UTC y (d) 22 UTC del 30 de agosto de 2007.

Figura 3 (línea negra). En la Figura 14 se muestra el régimen de vientos y la divergencia a lo largo del corte transversal marcado en negro en la Figura 3, a las 06 UTC del 3 de septiembre de 2000.

La figura muestra los vientos que descienden por las faldas de las montañas y confluyen en el valle (divergencia negativa). Este flujo de aire frío y seco desciende siguiendo el valle a lo largo de la noche, encontrándose con el aire marítimo más húmedo y caliente, provocando la aparición de un frente.

Para estimar la altura de este frente, la Figura 15 muestra la variación con la altura de la dirección e intensidad

del viento y de la humedad relativa a las 20 UTC del 2 de septiembre de 2000 a lo largo del valle del Llobregat. Como se puede ver, hay claramente dos tipos de flujos diferenciados. En la superficie el aire es seco, proviene del sureste y tiene velocidad moderada. Estas condiciones se mantienen aproximadamente hasta 500 m. Por encima, el aire es más húmedo, su velocidad disminuye y su dirección gira hacia el sur. Finalmente, en alturas superiores a 1000 m, la velocidad del aire aumenta de nuevo, la humedad disminuye y proviene del oeste. Por lo tanto, la altura del frente estaría alrededor de 1000 m.

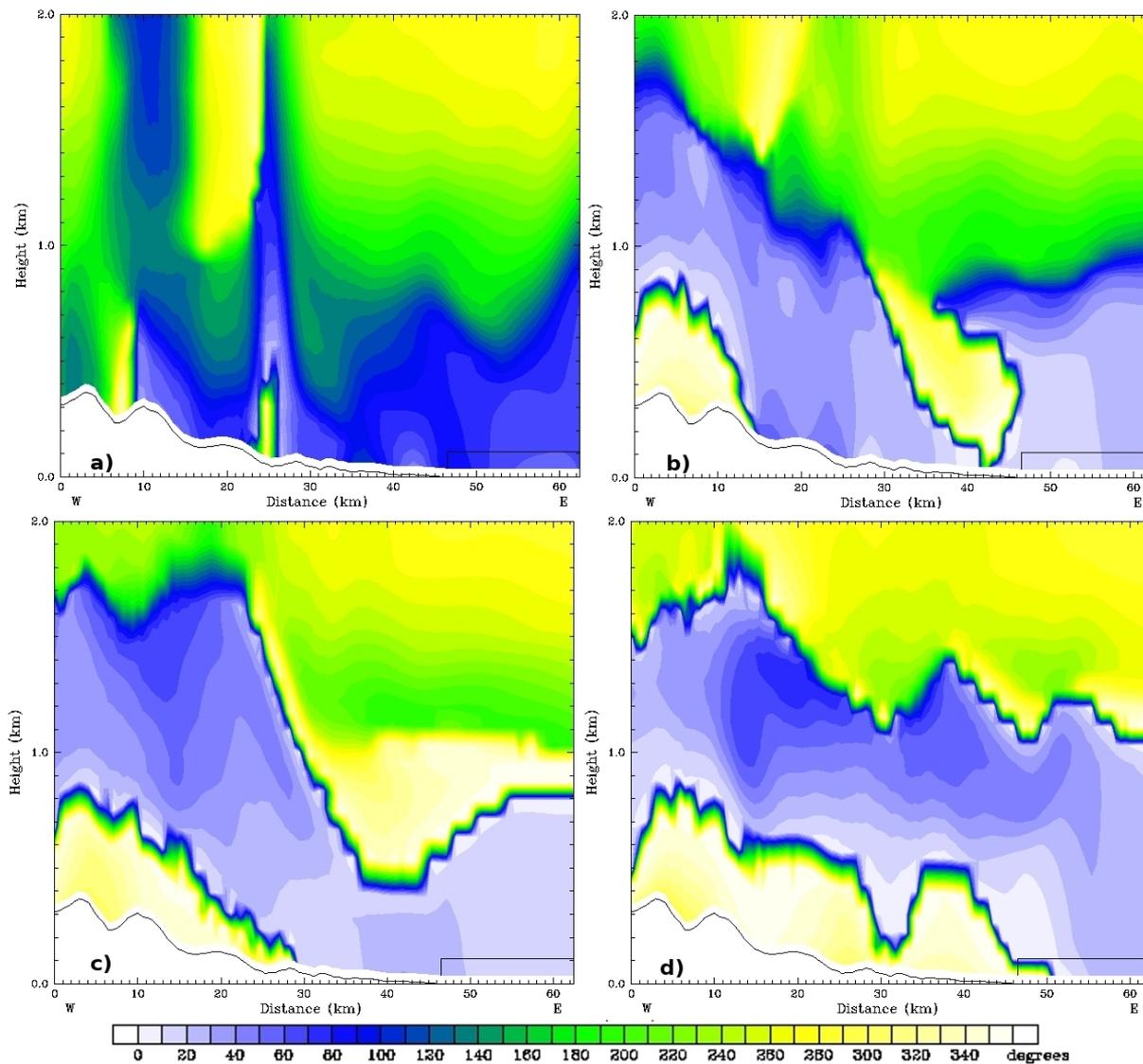


Figura 18. Dirección del viento en función de la altura obtenida con el modelo MM5 durante el 30 de agosto de 2007 a lo largo del valle del Llobregat (línea roja de la Figura 3) a las (a) 19 UTC, (b) 20 UTC, (c) 21 UTC y (d) 22 UTC.

4.2.2 30 de agosto de 2007

De las imágenes de radar (Figura 16) se observa cómo se forman precipitaciones sobre el delta del Llobregat que se inician repentinamente hacia las 20:30 UTC y se mantienen estacionarias durante más de una hora, hasta que se desplazan hacia el mar y la vecina comarca del Garraf.

La modelización de este episodio se muestra en las Figuras 17 a 21. En la Figura 17 puede observarse cómo inicialmente los vientos eran de componente marítimo. Posteriormente, estos vientos interactúan con los vientos de drenaje del valle bajo del Llobregat, produciendo un frente frío superficial que genera las precipitaciones. Estas precipitaciones dejaron hasta 10 mm en el municipio de Viladecans. Hacia las 22 UTC el viento de drenaje es el dominante en el

suelo, y al llegar a la costa del delta la masa de aire fría se desplaza hacia el sur, moviéndose el frente hacia las costas del Garraf, tal y como se observa en las imágenes de radar (Figura 16).

En cuanto a la precipitación acumulada, la comparación con las imágenes de radar pone de manifiesto que el modelo no reproduce adecuadamente su localización espacial. El modelo prescribe la precipitación más al interior y hacia el sur, sobre el macizo del Garraf y el Ordal (ver la Figura 17), que el que se observa en las imágenes de radar (Figura 16).

En las Figuras 18, 19 y 20 se muestran respectivamente la variación con la altura de la dirección, la intensidad del viento y la humedad relativa obtenida a lo largo del valle del Llobregat (línea roja de la Figura 3) durante el atardecer del 30 de agosto de 2007. La existencia de un frente superficial

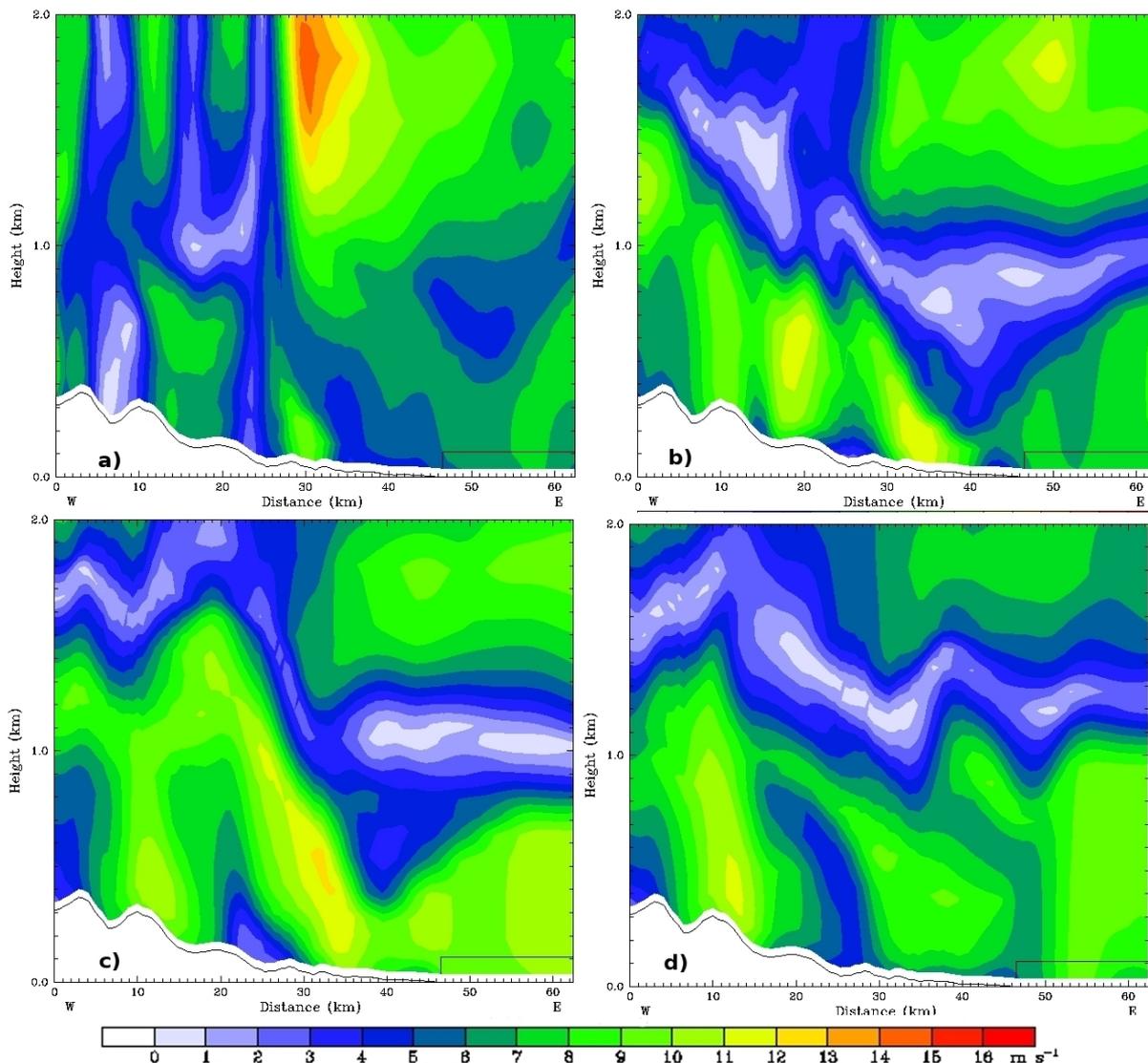


Figura 19. Intensidad del viento en función de la altura obtenida con el modelo MM5 durante el 30 de agosto de 2007 a lo largo del valle del Llobregat (línea roja de la Figura 3) a las (a) 19 UTC, (b) 20 UTC, (c) 21 UTC y (d) 22 UTC.

tendría que quedar reflejada por una variación más o menos acusada con la altura de la dirección y, quizás, la intensidad, así como de la humedad relativa.

En la Figura 18 puede observarse cómo la dirección del viento cambia con la altura a lo largo de todo el valle, progresivamente, desde las 19 UTC. Esta cizalladura es más pronunciada a partir de las 20 UTC, correspondiente con la formación de la precipitación, según se desprende del análisis de las imágenes del radar (Figura 16). Mientras que en superficie el viento es de componente norte, proveniente del drenaje del valle del Llobregat, en altura el viento cambia, de forma más o menos brusca según la hora, a componente sur y suroeste. La altura de este cambio en la dirección del viento, que sigue la orografía del valle, se sitúa alrededor de los 900 m, altura que determinaría en este episodio la del frente superficial.

La intensidad del viento nos muestra la aparición de un máximo a baja altura en el área de interés (ver la Figura 19). Como puede observarse, a partir de las 20 UTC los vientos superficiales son muy importantes, disminuyendo con la altura hasta llegar al límite del frente, ligeramente por debajo de 1000 m. Es importante recalcar la correspondencia existente entre la variación de la dirección y de la intensidad del viento con la altura que ponen de manifiesto las Figuras 18 y 19.

Para confirmar la existencia de dos masas de aire de distintas características, en la Figura 20 se muestra la variación de la humedad relativa con la altura a lo largo del valle del Llobregat durante el anochecer del 30 de agosto de 2007. De nuevo tenemos que recalcar la correlación entre humedad e intensidad/dirección del viento a partir de las 20 UTC. Inicialmente, el gradiente vertical de humedad es muy pequeño

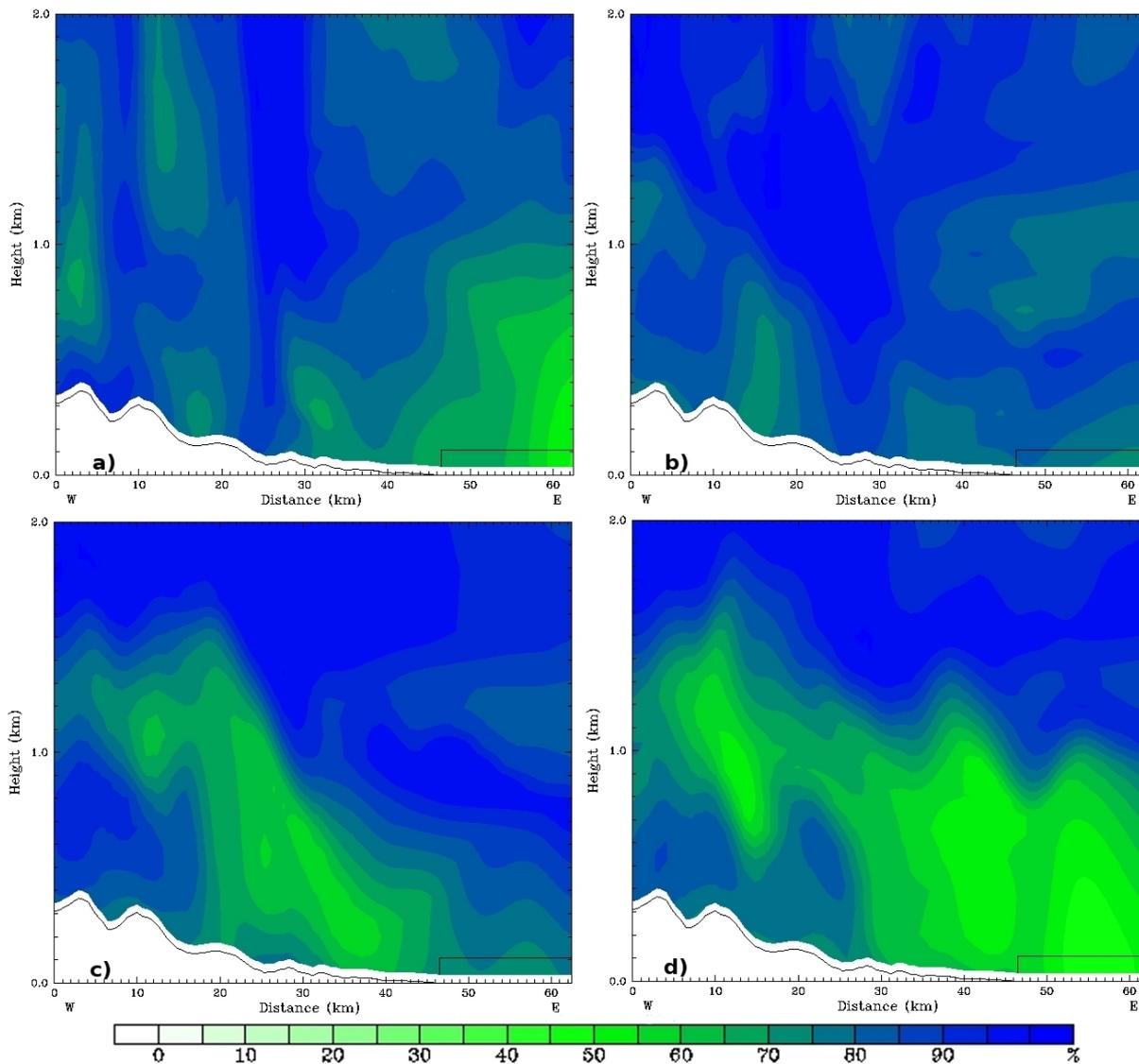


Figura 20. Humedad relativa en función de la altura obtenida con el modelo MM5 durante el 30 de agosto de 2007 a lo largo del valle del Llobregat (línea roja de la Figura 3) a las (a) 19 UTC, (b) 20 UTC, (c) 21 UTC y (d) 22 UTC.

a lo largo del valle (Figura 20a). Pero con el paso de las horas, la humedad en altura aumenta, ya que los vientos marítimos ascienden por encima de los vientos de drenaje, más fríos y menos húmedos. Esto produce, a partir de las 21 UTC, un gradiente vertical de humedad típico de un frente frío: en superficie el aire mantiene una humedad del orden del 60%, mientras que en altura aumenta, hasta que se alcanza la saturación hacia los 900 m, coincidiendo con el cambio de dirección del viento y el mínimo de intensidad, y lo que suponemos como altura del frente.

La estructura del frente también puede observarse claramente en la Figura 21 donde se representa la dirección e intensidad del viento, y la humedad relativa a lo largo de un corte perpendicular en el valle a las 22 UTC del 30 de agosto de 2003. Para cualquiera de las variables que se representan

en esta figura, la altura del frente queda claramente marcada por su gradiente vertical.

5 Conclusiones

Analizando el régimen pluviométrico de varias estaciones situadas en el delta del Llobregat y sus alrededores, se ha mostrado cómo, a pesar de la proximidad de las estaciones pluviométricas, la precipitación media anual es superior en la zona del delta del Llobregat respecto a las zonas de los alrededores. Esta diferencia es más acusada en relación a las estaciones situadas hacia el suroeste, al otro lado del macizo del Garraf.

La estación del año durante la cual estas diferencias son más acusadas es el otoño. En los observatorios pluviométricos del entorno del delta, en general, la lluvia en

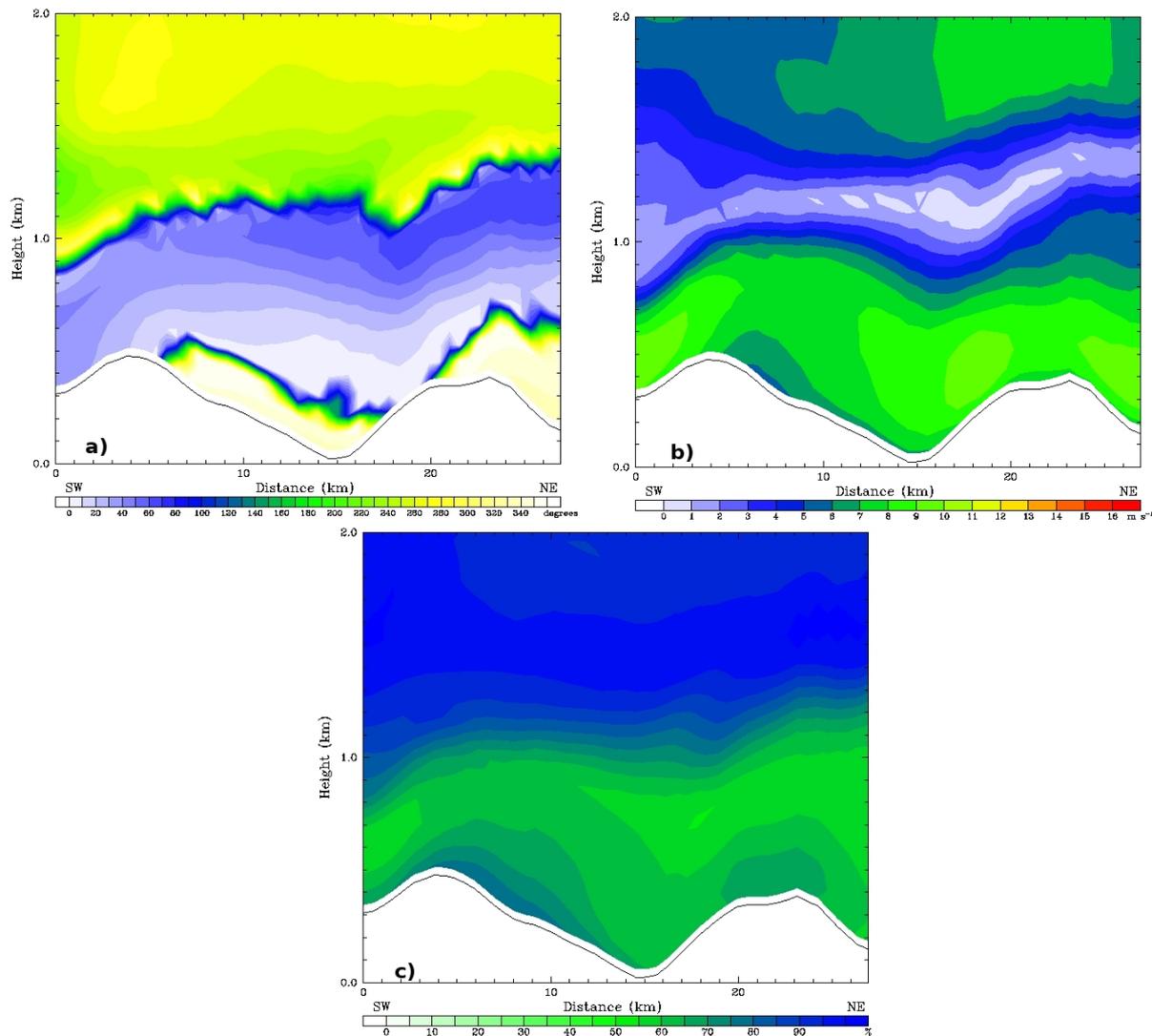


Figura 21. (a) Dirección, (b) intensidad del viento y (c) humedad relativa en función de la altura obtenida con el modelo MM5 a las 22 UTC del 30 de agosto de 2007 para un corte transversal en el valle del Llobregat (línea roja de la Figura 3).

otoño es la más importante del año, pero no llega, en líneas generales, a la que precipita en el delta del Llobregat, a excepción de Begues, situado por encima de los 400 m de altitud. La razón que se propone en este trabajo para explicar las diferencias de precipitación es la formación de un frente frío superficial y nocturno en el delta o mar adentro.

El valle del Llobregat, ancho y rectilíneo en su último tramo, canaliza el aire frío nocturno de finales de verano y de otoño, formándose un frente frío al llegar al delta, donde domina una masa de aire cálida y húmeda, una masa de aire mediterráneo. Este frente puede generar nubosidad de desarrollo vertical y aportar precipitaciones importantes mar adentro o que muy a menudo afectan a la zona del delta. Esta hipótesis queda reforzada al analizar la precipitación en otoño en el delta durante el período 1993-2005, donde se observa que más del 80% de ésta se produce durante la noche.

No sucede lo mismo en las zonas del interior, como el Ordal o Collserola, o al otro lado del macizo del Garraf,

ya que éste impide que este frente se pueda extender hacia el suroeste, hacia las comarcas del Garraf y Baix Penedès. Como consecuencia, la precipitación es notablemente menor en otoño, y durante el resto del año en esta zona. Esta convergencia de aire en el área del delta del Llobregat se ha postulado que podría favorecer la aparición de fenómenos de convección profunda y formación de tormentas como las descritas por Bech et al. (2007).

Para confirmar este hecho, se han analizado y simulado mediante el modelo de mesoscala MM5 dos situaciones meteorológicas en las que todo indica que se generó este frente superficial nocturno que dejó precipitaciones en el delta del Llobregat. El modelo simula bien, en líneas generales, la situación sinóptica y reproduce claramente los vientos de drenaje, que aparecen al final de la noche en el valle del Llobregat y provocan la aparición de un frente en la zona del delta del Llobregat.

Para los dos días presentados, aunque la situación produce precipitación en el área de estudio, ésta se forma mucho más lejos de la costa de lo que se observa en las imágenes de radar. Este hecho también queda reflejado en la comparación con los datos de la estación de Viladecans para el día 2 de septiembre de 2000. El modelo simula correctamente la dirección del viento y la temperatura durante la noche del 2 y la madrugada del 3 de septiembre de 2000 en este punto. Por el contrario, el modelo sobreestima ligeramente la intensidad del viento. Este hecho puede causar que el área de precipitación simulada se desplace hacia el mar, subestimando, por lo tanto, la precipitación registrada en la estación de Viladecans.

El análisis de la estructura del flujo a lo largo y perpendicularmente al valle del Llobregat nos ha permitido caracterizar la estructura del frente y estimar su altura. Las características de los episodios presentados en el presente trabajo son similares a las de los días 10 y 25 de octubre de 2007 analizados por Herrero (2008). La altura del frente de todos estos estudios es similar a la presentada en otros estudios previos realizados en el Mediterráneo oriental (Neumann, 1951) y se sitúa alrededor de los 1000 m.

Por lo tanto, en general la anomalía pluviométrica durante el otoño el delta del Llobregat puede estar producida por la aparición de un frente superficial nocturno en la costa del delta. Con el modelo MM5 se ha podido simular la aparición de vientos de drenaje en el valle durante un episodio de lluvias intensas en la zona, fundamentales para la formación del frente según la hipótesis formulada en este trabajo. Con la finalidad de ratificarla es necesario realizar simulaciones adicionales de otros episodios similares ya identificados.

Agradecimientos. Las imágenes de radar y los datos de las estaciones automáticas han sido proporcionados por la Agencia Estatal de Meteorología y el *Servei Meteorològic de Catalunya*. Esta investigación ha sido realizada en parte usando los recursos del *Centre de Supercomputació de Catalunya*. La investigación de D. Pino ha sido parcialmente financiada por el proyecto SGR-2004 de la Generalitat de Catalunya.

Referencias

- Bech, J., Pascual, R., Rigó, T., Pineda, N., López, J. M., Arús, J., y Gayà, M., 2007: *An observational study of the 7th September 2005 Barcelona tornado outbreak*, Nat Hazards Earth Syst Sci, **7**, 139.
- Bolle, J. H., 2002: *Climate, climate variability and impacts in the Mediterranean area: An overview*, Springer Ed., Mediterranean Climate, 320 pag.
- Callado, A. y Pascual, R., 2002: *Storms in front of the mouth in north-eastern coast of Iberian peninsula*, Proceedings del 4th Plinius Conference on Mediterranean Storms, Pollença (España), 2-4 octubre.
- Clavero, P., Martín-Vide, J., y Raso, J., 1996: *Atlas climàtic de Catalunya: termopluiometria*, Departament de Medi Ambient, Generalitat de Catalunya, 42 pag.
- Dudhia, J., 1989: *Numerical study of convection observed during the Winter Monsoon Experiment using a mesoscale two-dimensional model*, J Atmos Sci, **46**, 3077–3107.
- Dudhia, J., 1993: *A nonhydrostatic version of the Penn-State-NCAR mesoscale model: validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front*, Mon Wea Rev, **121**, 1493–1513.
- Fontserè, E., 1959: *La masa de aire mediterránea*, Rev Geofis, **18**, 35–40.
- Fritsch, J. M. y Chappell, C. F., 1980: *Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part I: Convective parameterization*, J Atmos Sci, **37**, 1722–1733.
- Grell, G. A., Dudhia, J., y Stauffer, D. R., 1995: *A description of the fifth-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5)*, NCAR Tech, nCAR/TN-398+STR, 122 pag.
- Herrero, V., 2008: *Caracterització del front superficial del delta del Llobregat*, Universitat Politècnica de Catalunya, projecte Final de Carrera.
- 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.
- Jansà, A., 1997: *INM/WMO International Symposium on Cyclones and Hazardous Weather in the Mediterranean, A general view about Mediterranean Meteorology, Cyclones and Hazardous Weather (opening lecture)*, Palma de Mallorca (Spain), 14-17 abril. MMA-INM/UIB, 33-42.
- Kain, J. S. y Fritsch, J. M., 1993: *The Kain-Fritsch scheme. The representation of Cumulus convection in numerical models*, Meteorol Monogr, **46**, edited by: Emmanuel, K. A. and Raymond, D. J., Amer Meteorol Soc, 165–170.
- Kain, J. S. y Fritsch, J. M., 2004: *The Kain-Fritsch convective parameterization: an update*, J Appl Meteorol, **43**, 170–181.
- Koch, S. E. y Ray, C. A., 1997: *Mesoanalysis of summertime convergence zones in central and eastern North Carolina*, Wea Forecast, **12**, 56–77.
- Malda, D., Vilà-Guerau de Arellano, J., van den Berg, W. D., y Zurendonk, I. W., 2007: *The role of atmospheric boundary layer-surface interactions on the development of coastal fronts*, Ann Geophys, **25**, 341–360.
- Neumann, J., 1951: *Land breezes and nocturnal thunderstorms*, J Meteorol, **8**, 60–67.
- Pascual, R. y Callado, A., 2002: *Mesoanalysis of recurrent convergence zones in northeastern Iberian Peninsula*, Proceedings del 4th European Conference on Radar Meteorology (ERAD2002), Delft (Països Baixos), 18-22 Novembre. 59-64.
- Troen, I. y Mahrt, L., 1986: *A simple model of the atmospheric boundary layer: Sensitivity to surface evaporation*, Bound Layer Meteorol, **37**, 129–148.
- von Neumann, J., 1941: *Distribution of the ratio of the mean square successive difference to the variance*, Ann Math Stat, **12**, 367–395.
- Zhong, S. y Takle, E. S., 1992: *An observational study of sea- and land-breeze circulation in an area of complex coastal heating*, J Appl Meteorol, **31**, 1226–1438.