



**INFORME DE RESULTADOS DEL PROYECTO (2001-2002):
“ANÁLISIS Y DIAGNÓSTICO DE EPISODIOS DE
METEOROLOGÍA SEVERA EN EL PAÍS VASCO ”**

**Realizado por: Grupo de Medio Ambiente. ESI de Bilbao.
Departamento de Ingeniería Química y del Medio Ambiente
Destinatario: Servicio Vasco de Meteorología.**

1 Introducción: resumen de objetivos y tareas realizadas.

Durante el año 2001, se planteó el objetivo principal de simular mediante modelos de meso-escala varios episodios de galernas características que estuvieran bien documentadas en la red del SVM. Como paso previo a estas simulaciones se plantearon dos paquetes de trabajo que consistían en poner a punto el software de simulación en el cluster de PC's del Departamento de IQ y MA de la Escuela de Ingenieros y procesar las imágenes IR del satélite NOAA para las fechas coincidentes con las galernas, para estimar con una buena resolución espacial la temperatura de agua de mar del Golfo de Bizkaia. Esta última tarea se llevó a cabo en la Fundación CEAM y se han utilizado sus resultados numéricos para inicializar las condiciones de contorno de las simulaciones. Hay que tener en cuenta que normalmente los datos disponibles de temperatura superficial del mar tienen una resolución muy gruesa (1 grado en latitud-longitud) y representan promedios temporales de 1 mes. Para este estudio hemos podido utilizar datos globales de la NASA de 0.5 ° de resolución, con promedios de 1 semana que hemos mezclado con datos de temperatura estimados con las imágenes del mismo día de los eventos de galernas y con resolución de unos pocos kilómetros, para la zona del Golfo de Bizkaia (Figura 1). El archivo global de temperaturas resultante debe ser modificado a un formato compatible para su lectura desde el software del modelo de meso-escala.

Además de los episodios de galernas seleccionados se han procesado también otra serie de imágenes correspondientes a otro tipo de episodios de meteorología severa en la CAPV:

Año 92: 25-30 de Agosto. Episodio correspondiente a galernas frontales.

Año 93: 19-21 de Agosto. Episodio correspondiente a lluvia persistente, similar a las inundaciones de Agosto de 1983.

Año 96: 3-7 de Agosto. Episodio correspondiente a tormentas locales en la CAPV. El día 7 se produjeron las lluvias torrenciales de Biescas (Huesca).

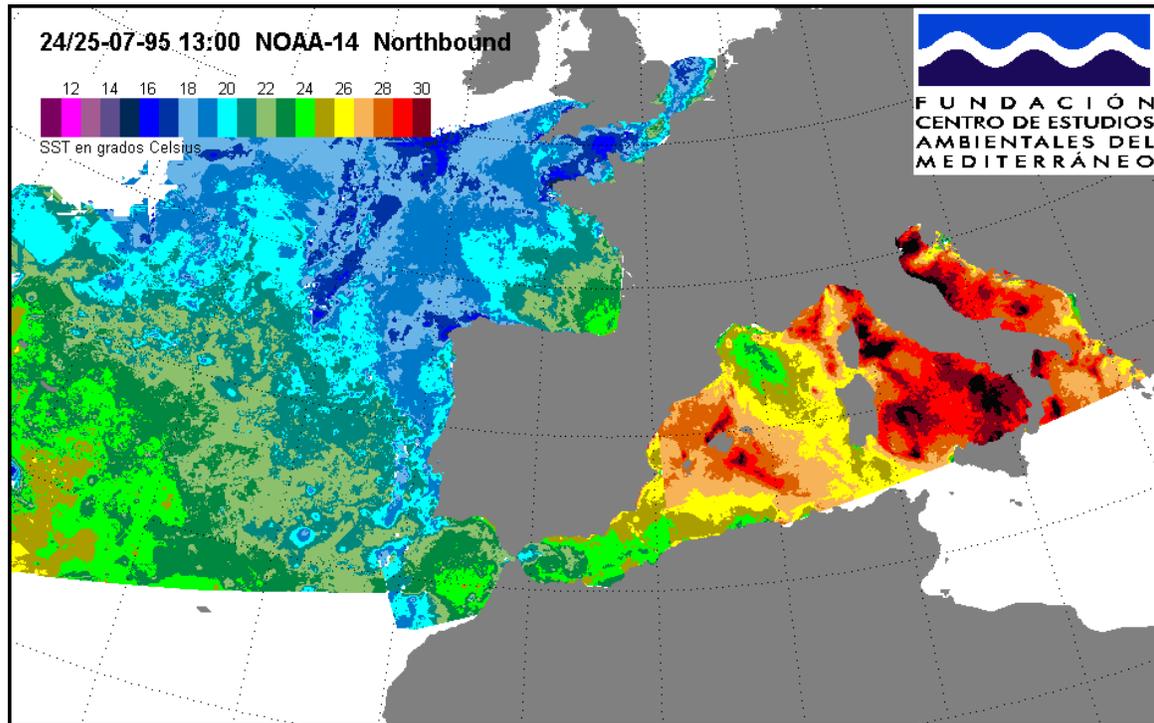


Figura 1: temperatura de agua de mar procesada a partir de imágenes NOAA de alta resolución (HRPT) para la galerna del 25 de Julio de 1995

En todos los casos seleccionados, la temperatura del agua en el Golfo de Bizkaia es uno de los factores clave para la recarga de vapor de agua en las masas de aire que atraviesan la zona: la cantidad de precipitación registrada y la desestabilización de los niveles bajos de la atmósfera (capa límite planetaria) depende en gran medida del gradiente térmico entre la superficie del mar y la atmósfera. Las simulaciones con modelos de meso-escala para estos episodios, su análisis en búsqueda de las claves para su desarrollo y los factores a tener en cuenta para su predicción se realizarán en futuras fases de este proyecto de meteorología severa.

La galerna se ha definido como una irrupción súbita de viento fuerte y racheado de componente WNW, propio de la parte más oriental del Golfo de Bizkaia, que sucede normalmente a una situación de tiempo cálido con vientos de componente S. Los daños se registran en la zona de costa (playas) y embarcaciones de poco porte que pueden volcar. La

intensidad del viento y el estado de la mar durante una galerna no supera al asociado a una borrasca intensa del otoño-invierno, sin embargo lo que la hace peligrosa es su irrupción brusca e inesperada y que además sucede entre las 12:00 y las 18:00 UTC, después de una mañana calurosa de verano, con el mar en calma, cuando todo invita a realizar turismo de playa y de embarcación de recreo. La irrupción brusca es característica de un paso frontal cualquiera típico de la costa N de la península ibérica. La diferencia entre la galerna y un paso frontal típico es que aquella se profundiza y pasa a tener vientos intensos justo en el extremo oriental de la cornisa cantábrica cuando la perturbación que lo ha producido tenía escasa relevancia en su fase de aproximación. Sin embargo, los frentes clásicos en la estación fría no suelen presentar esa característica de intensificación, por lo que tanto las galernas típicas como las frontales que se activan en la zona, serán de muy difícil predicción. Además las galernas tanto típicas como las frontales son fenómenos costeros, con lo que la intensidad del viento en el sur de la comunidad no alcanza valores significativos. El llegar a dilucidar si una perturbación frontal, no excesivamente intensa, va a ganar en intensidad al aproximarse al extremo oriental del Golfo de Bizkaia, depende de varios factores que analizaremos a continuación y que hemos llegado a reconocer tras el análisis de las simulaciones realizadas y un estudio pormenorizado de cada una de las circunstancias que concurren durante el fenómeno. Para resolver el problema de la génesis y profundización de las galernas hay que hacerse las preguntas adecuadas, que luego habrá que responder:

- 1) ¿Por qué se producen precisamente en el extremo oriental?.
- 2) ¿Qué es lo que hace que una perturbación frontal débil se intensifique en la zona, aproximadamente a la altura de la costa de Santander?
- 3) ¿Por qué se produce precisamente después del máximo solar, al igual que una irrupción brusca de brisa de mar? Es significativo que no existen galernas nocturnas ni se dan por la mañana, previo al mediodía solar.

2 Análisis de los episodios de galernas seleccionados y simulaciones numéricas.

Las simulaciones efectuadas tienen como finalidad inicial tratar de reproducir las condiciones observadas y una vez de que lo fundamental del fenómeno haya sido recogido por el modelo, el análisis de los resultados nos permitirá conocer los detalles 3D del flujo y su evolución temporal con la resolución deseada, con lo que nos ayudará a responder las preguntas planteadas en el punto anterior.

2.1 Situación sinóptica característica de la ‘galerna típica’

Se han simulado dos ‘galernas típicas’, la del 25 de Julio de 1995 y la del 30 de Mayo de 1996. En principio no pueden considerarse asociadas a pasos frontales, puesto que en los mapas de análisis del INM no se presenta sobre la zona de interés ningún frente. En las Figuras 2 y 3 se han representado los campos de presiones en superficie y la topografía de 850 hPa para los dos casos. En el primero aparece un frente débil al oeste de Portugal (marcado en línea discontinua) y en el segundo caso los frentes están alejados (más al norte y al oeste de Galicia), por lo que parece difícil establecer a partir de estos mapas que sólo 3-4 horas más tarde se produciría un fenómeno tan violento como el que se registró. El día 25 de Julio corresponde a lo que se ha dado en calificar como la galerna de la década (Arasti, 1999), por su intensidad. Se registraron vientos de más de 20 ms^{-1} en las estaciones costeras más orientales (promedios de 10 minutos) y rachas superiores a 26 ms^{-1} conjuntamente con una bajada de temperatura de 13 grados en menos de una hora, a partir de las 1500 UTC y 5 grados más en las siguientes 5 horas. Mientras que el día 30 de Mayo presenta una menor intensidad, con 16 ms^{-1} de velocidad en Jaizkibel y 15 grados de caída de la temperatura en menos de 1 hora. Esta última galerna sucedió con el radar perfilador en su primer año de operación, con lo que se pudo documentar el alcance vertical del fenómeno y sus variaciones de intensidad con la altura y a lo largo del tiempo.

El patrón sinóptico de ambas galernas presenta claras similitudes: existen 2 centros de alta presión significativos, uno sobre centro-Europa y el otro sobre la Azores. Hay también un centro de baja presión al oeste de las islas británicas que introduce una vaguada de presiones de N a S a la altura de las costas portuguesas (ver mapa de isotermas en el análisis de 850 hPa de la Figuras 2 y 3).

SYNOPTIC METEO

National Weather
Service (INM)

➤ SURFACE ANALYSIS at
1200 UTC 25 July 1995

➤ 850 hPa TOPOGRAPHY at
1200 UTC 25 July 1995

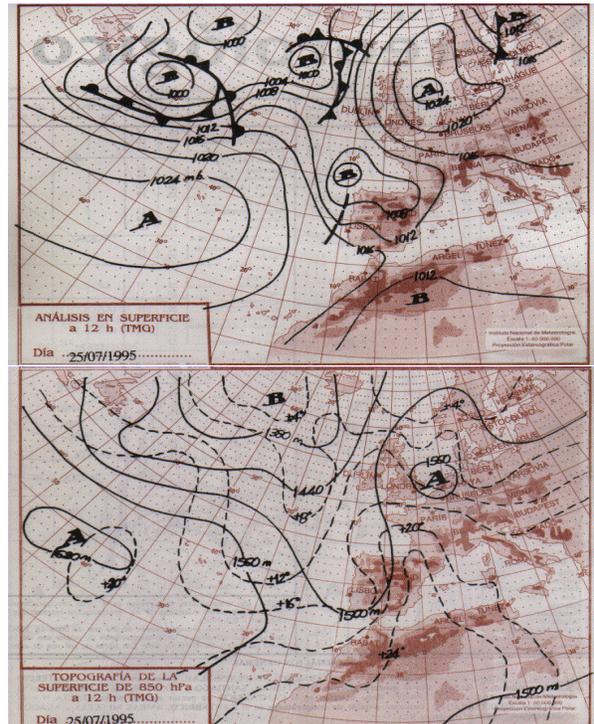


Figura 2: análisis de la situación sinóptica correspondiente a las 12 UTC de la galerna del 25 de Julio de 1995

National Weather
Service (INM)

➤ SURFACE ANALYSIS at
1200 UTC 30 May 1996

➤ 850 hPa TOPOGRAPHY at
1200 UTC 30 May 1996

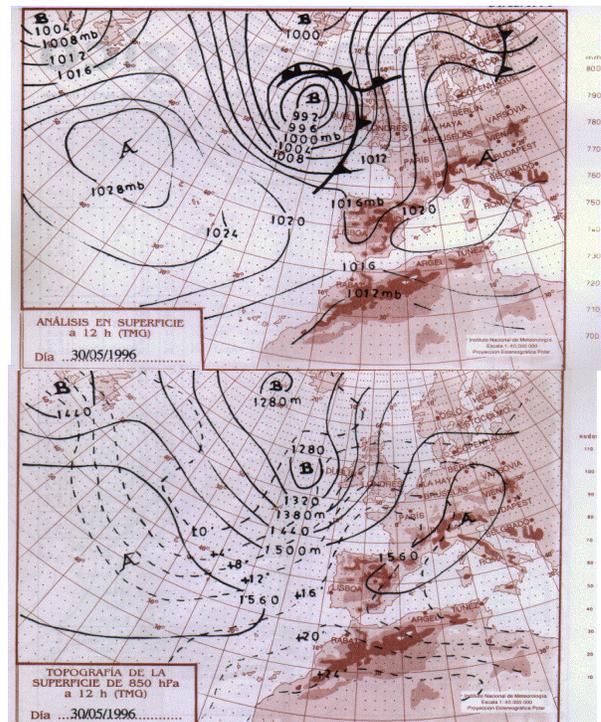


Figura 3: análisis de la situación sinóptica correspondiente a las 12 UTC de la galerna del 30 de Mayo de 1996

En las Figuras 4 y 5 se han representado la presión reducida al nivel del mar y la temperatura y viento a 1000 hPa de los datos de re-análisis del NCEP (del Servicio Meteorológico de los EEUU), donde se puede apreciar la evolución pre- y post-galerna (0600 y 1800 UTC) para los días seleccionados.

NCEP re-analysis: contour lines of MSL Pressure, Temperature (in shaded colors) and Wind at 1000 hPa

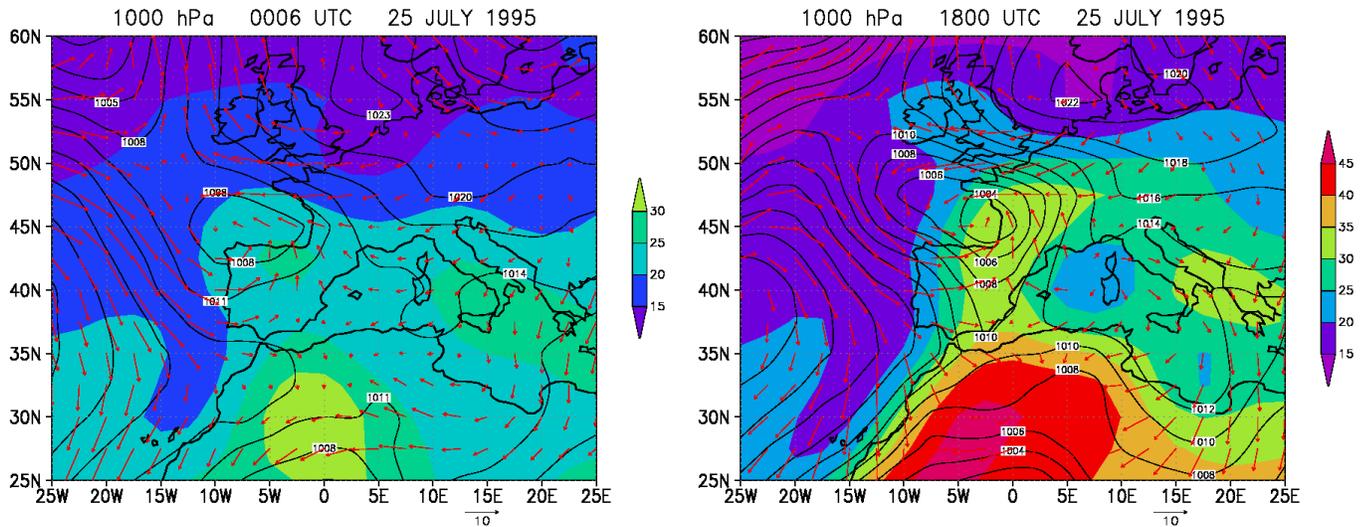


Figura 4: datos de re-análisis a las 0600 y 1800 UTC del día 25 de Julio de 1995. La entrada de aire frío al oeste de Portugal y el calentamiento en Francia y la mitad oriental de Iberia, crean un fuerte contraste térmico W-E sobre el Golfo de Bizkaia

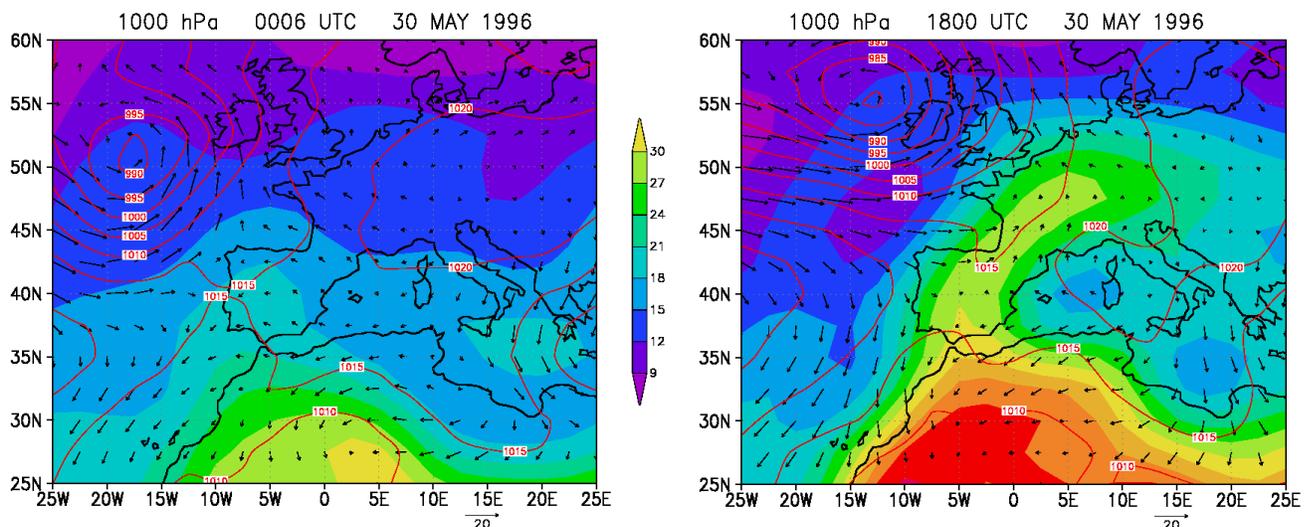


Figura 5: datos de re-análisis a las 0600 y 1800 UTC del día 30 de Mayo de 1996. Se muestra un contraste térmico y distribución de centros de presión idéntico al observado en la galerna del 25 de Julio de 1995 (Figura 4)

En ambos casos se aprecia un intenso calentamiento del aire sobre la mitad oriental de la península Ibérica y Francia asociado al anticiclón Europeo que fuerza un flujo de componente sur además del propio calentamiento solar de un día de verano con los cielos despejados sobre la citada región: el resultado es la aparición de un fuerte contraste térmico W-E sobre el Golfo de Bizkaia durante el estallido de la galerna.

Estos datos de análisis tienen una resolución espacial muy gruesa (2.5 grados, equivalentes a casi 300 km) y su resolución temporal es de 6 horas (4 mapas diarios), por lo que las galernas no pueden ‘observarse’ en estos mapas ya que presentan una escala espacial de unos 60 km y una vida no superior a 4 horas, durante la cual, recorren la parte más oriental del golfo de Bizkaia, mientras se profundizan de W a E (Figura 6) . De cualquier forma, se han utilizado estos datos NCEP para definir las condiciones iniciales y de contorno en las fronteras de la malla más gruesa utilizada por el modelo de meso-escala, a fin de introducir el forzamiento sinóptico.

2.2 Simulaciones meteorológicas de alta resolución: condiciones iniciales y de contorno.

Las simulaciones de alta resolución espacio-temporal se han realizado con el modelo de meso-escala RAMS (Pielke y cols., 1992) con el propósito de reproducir los procesos meteorológicos locales observados en la red de estaciones de superficie y radar perfilador de Punta Galea. El RAMS es un modelo de pronóstico no hidrostático y se ha inicializado con los datos de re-análisis del NCEP, como los representados en las Figuras 4 y 5. Se han utilizado 3 mallas anidadas de 3 km x 3 km (#3), 12 km x 12 km (#2) y 48 km x 48 km (#1) de resolución en la dimensión horizontal (Figura 6) y de resolución variable en la vertical, de 0 a 12000 m de altura, con capas de 25-40 m de espesor cerca del suelo y de 1000 m en los niveles más altos. Se han empleado un total de 34 niveles en las 3 mallas. El modelo permite el anidado bi-direccional de las mallas, por lo que los procesos simulados en las mallas mas finas condicionan las soluciones del flujo en las mallas más gruesas y vice-versa. Las ejecuciones se han realizado mediante asimilación en 4D, con lo que se fuerzan los bordes externos de la malla más grande a una relajación newtoniana hacia los

datos contenidos en los re-análisis de NCEP a las 0000, 0006, 1200 y 1800 UTC. Las ejecuciones se extendieron desde las 00 UTC del 24 de Julio hasta las 00 UTC del 26 de Julio de 1995 para la primera galerna y desde las 00 UTC del 29 de Mayo hasta las 00 UTC del 31 de Mayo de 1996 para la segunda. La topografía de los tres dominios se interpoló a la escala de las mallas del modelo a partir de la base de datos globales de 30'' de resolución (aproximadamente 1 km). Los usos de suelo han seguido un proceso de interpolación similar desde la base global de la misma resolución. La temperatura de agua de mar utilizada por el modelo se basa (como se ha explicado en el punto 1) en la creación previa de un archivo global de temperaturas de agua de mar de 0.5° de resolución lat-long, que contiene los datos de alta resolución detectados en el Golfo de Bizkaia durante los días del episodio (obtenidos mediante procesado directo de las imágenes HRPT de NOAA, siguiendo el esquema de cálculo de Badenas y cols., 1997a, b: Figura 1) y que para el resto del globo (incluyendo gran parte del límite exterior de la malla #1), contiene los promedios semanales elaborados por la NASA para las fechas de los episodios.

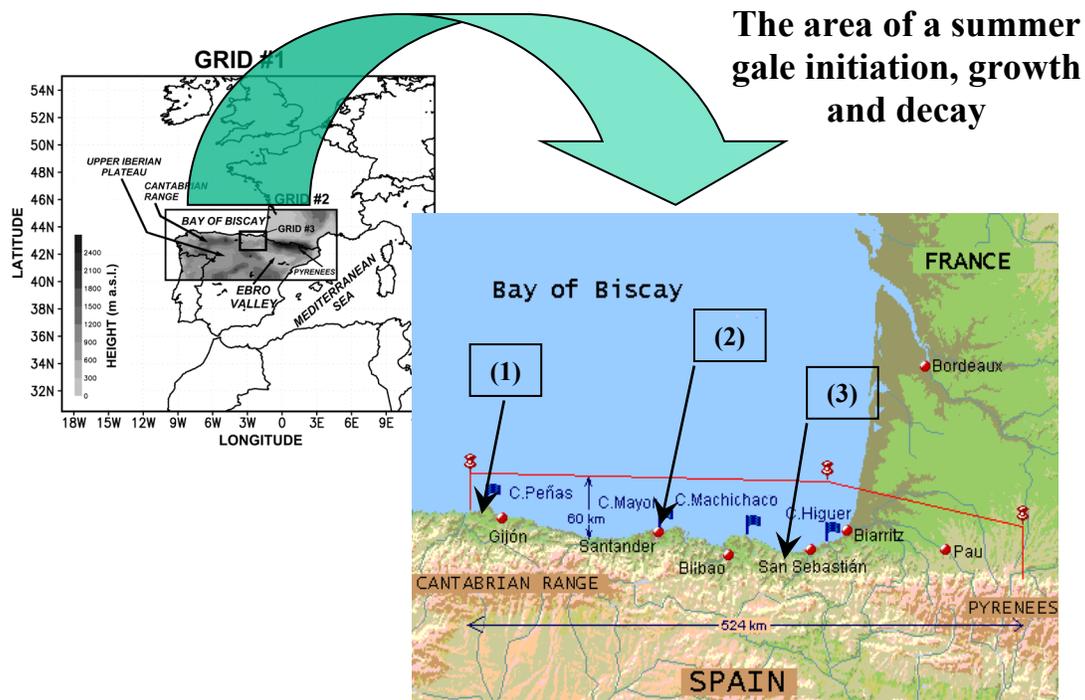


Figura 6: disposición de las 3 mallas anidadas utilizadas para la simulación (arriba, a la izquierda), con la topografía en escala de grises. En el área ampliada de la malla #2 (abajo derecha) se ha marcado en rojo la zona de generación, profundización y decaimiento de las galernas y la posición de 3 estaciones de superficie costeras del INM (Avilés, Cabo Mayor y Zumaia) que se utilizarán para documentar la evolución de la galerna y su comparación con las simulaciones.

Es evidente que los modelos de meso-escala son muy sensibles a las condiciones iniciales y de contorno impuestas, por lo que hay que tener sumo cuidado en la selección de mallas, su resolución espacial y la naturaleza de las bases de datos (temperaturas, usos de suelo, topografía y meteorología) empleados en el cálculo. Detrás de esta selección está la importancia que se da a cada uno de estos aspectos a la hora de resolver un determinado tipo de fenómeno, por lo que la escala espacio-temporal del fenómeno y su naturaleza (precipitación, viento, cizalladuras verticales, fenómenos transitorios o quasi-estacionarios) condicionan la selección de las bases de datos, la configuración geométrica y el método de cálculo elegido para una determinada simulación. En el caso de las galernas se ha partido de una serie de hipótesis previas que han condicionado el diseño de las ejecuciones:

- 1) La configuración geométrica de la topografía de la CAPV y su entorno (cordillera Cantábrica y Pirineos) y la disposición de las masas de mar/terra tiene que ser importante a la hora de buscar las causas de la generación de una galerna, ya que existen escasos fenómenos similares en el resto del mundo y en esos casos también se dan con topografía compleja en un entorno costero. Por tanto se ha de buscar la introducción de toda la cornisa cantábrica en alguna de las mallas (ver malla #2 en Figura 6) con la resolución adecuada y dejar una zona importante de mar, para que el flujo del aire sobre éste incorpore los intercambios de masa, cantidad de movimiento y energía.
- 2) La escala espacial de las galernas no supera los 60 km en la horizontal y ahora se sabe también (fundamentado en los datos del radar perfilador) que su alcance vertical no supera los 1500 metros: una cota ligeramente inferior a la ‘cota promedio’ de los montes de la cordillera Cantábrica. Esto tiene importancia en la selección de mallas y su resolución espacial (horizontal y vertical): la malla #3 se diseñó para simular los detalles del flujo.

- 3) La activación-profundización de los frentes tiene que estar relacionada con la desestabilización de la capa límite marina (CLM) que acompaña a la entrada de aire frío que se desplaza paralela a la costa de W a E. Dicha desestabilización puede tener varios motivos (en principio desconocidos), pero uno de ellos tiene que ser la especial configuración de temperaturas superficiales de agua de mar en el Golfo de Bizkaia, que se da durante la estación cálida. Dicha distribución induce a un calentamiento de las capas más bajas de la masa de aire frío en advección, lo que hace que la CLM sea más inestable. Por tanto, la simulación debe contar con una adecuada representación de las temperaturas del mar, sobre todo en la zona del Golfo de Bizkaia, que deben ser las más ajustadas posibles a la realidad.

- 4) Es razonable pensar que el calentamiento diferencial mar-tierra tiene que ver con la generación de una 'galerna típica' (no frontal): sólo se producen después del mediodía solar, con días despejados y fuerte calentamiento del suelo. Es también significativo que el viento sobre la CAPV, previo al paso de una galerna típica o una frontal, es siempre de componente S-SO, con un efecto foehn apreciable en la Comunidad que provoca temperaturas altas desde primera hora de la mañana: sin viento Sur no hay galerna. Por tanto, las bajas presiones sobre tierra asociadas al calentamiento de los estratos bajos en la zona de costa de la CAPV (que se suma a la tendencia sinóptica de la presión) y las altas presiones relativas que acompañan a la masa de aire frío marino que se desplaza de W a E sobre el Golfo, crean un gradiente de presión importante mar-tierra, que provocará la irrupción de la galerna. Por tanto, es importante introducir un forzamiento sinóptico lo más ajustado posible a la realidad (datos de re-análisis NCEP cada 6 horas), además de que el modelo sea capaz de generar su propio viento local, forzado por los gradientes de presión causados por el calentamiento diferencial mar-tierra (brisas).

- 5) A partir de una revisión preliminar de los registros del radar perfilador durante este tipo de episodios, ahora sabemos que el viento en altura es de componente SO y de intensidad fuerte a cotas relativamente bajas (1000- 1500 m) antes de la aparición del fenómeno y que la intensidad de este viento que sopla durante la mañana por encima de la cordillera Cantábrica está relacionada con la intensidad de la galerna: si el viento es flojo o si la zona de vientos del SO intensos ($>15 \text{ ms}^{-1}$) está muy por encima de la cota 1500, tampoco se da la formación de galernas. Esto quiere decir que el modelo debe ser capaz de tratar de forma adecuada las interacciones de la topografía con el flujo y tener la capacidad de generar ondas, zonas de convergencia en las crestas, zonas de hundimiento sobre el mar, etc. Tanto las mallas seleccionadas, como la configuración elegida para la ejecución del modelo, han demostrado en otras simulaciones que son capaces de ajustar los resultados bastante bien a la realidad (observada por perfilador y estaciones de superficie), como se demuestra en la documentación y análisis de un episodio de foehn y ondas de montaña (Gangoiti y cols. , 2002a).

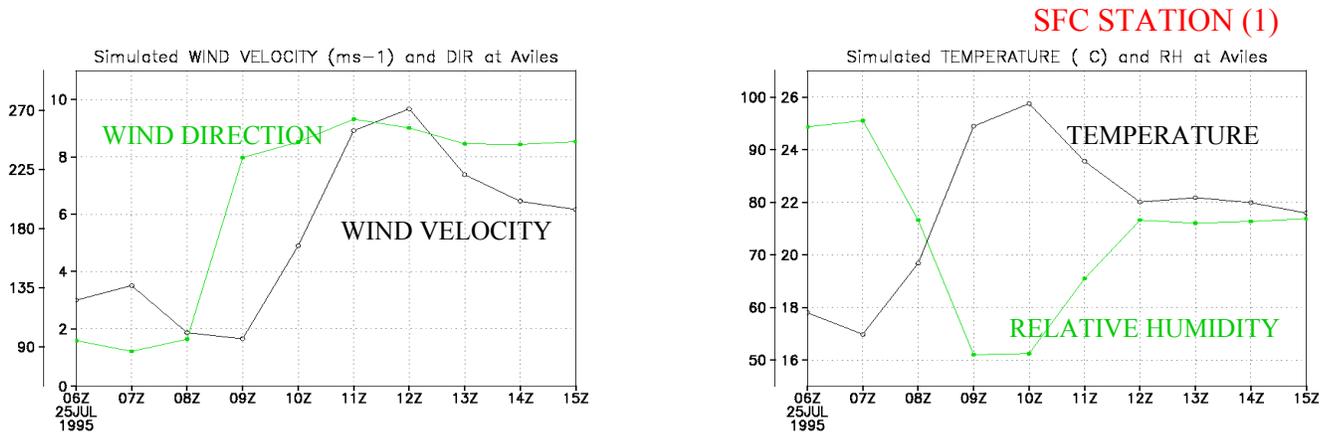
2.3 Galerna del 25 de Julio de 1995

Esta galerna ha sido ampliamente estudiada mediante el análisis de los datos de las estaciones de superficie del INM, imágenes de satélite y análisis de las ‘tendencias de presión meso-escalares’ (Arasti, 1996 y 1999). Sin embargo, en estos trabajos no se hace mención del origen de esas tendencias de presión y el por qué de su profundización. Ambas cuestiones son necesarias, entre otras razones, para buscar las claves de una predicción operativa a corto plazo. En este trabajo, se utiliza la simulación numérica para el análisis del fenómeno, mediante la reconstrucción previa de la situación meteorológica a la escala espacio-temporal apropiada.

La bondad de la reconstrucción espacio-temporal, debe de ser probada frente a los datos experimentales disponibles (en este caso estaciones de superficie e imágenes de

satélite), antes de proceder a extraer conclusiones a partir de las simulaciones: en las Figuras 7, 8 y 9 se han representado las secuencias temporales del viento, temperatura y humedad relativa de 3 estaciones costeras, numeradas correlativamente de W a E. Los datos representados de la simulación son las salidas de la malla de mayor resolución (#3 en Fig.6), y en general se puede apreciar que los cambios bruscos se registran temporalmente de forma adecuada en el modelo, además de que es capaz de reproducir una intensificación del fenómeno en su desplazamiento hacia el E (mayores saltos en la velocidad de viento, temperatura y humedad).

Simulated Wind, Temperature and RH (grid #3)



Measured Wind, Temperature and RH

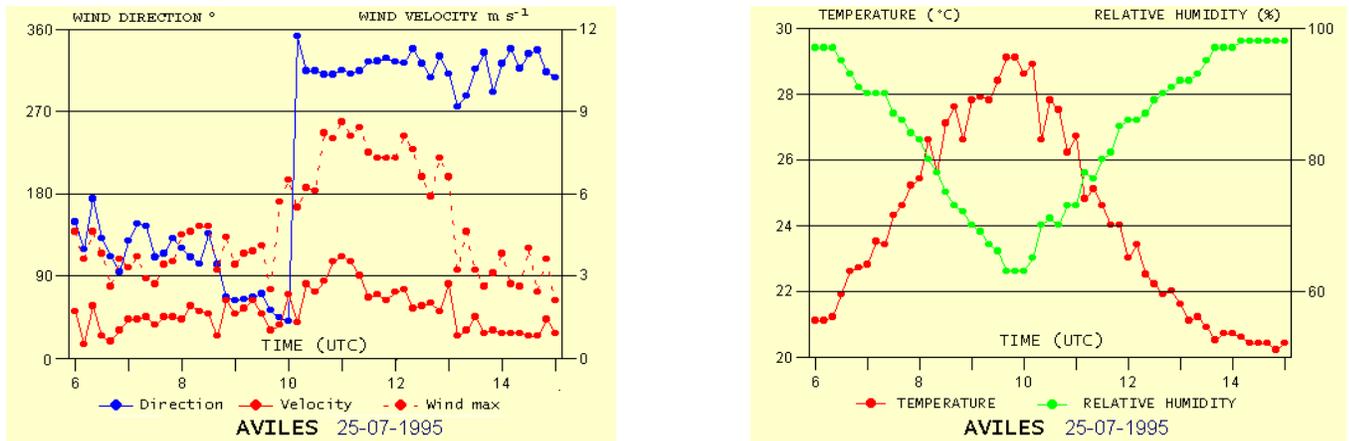
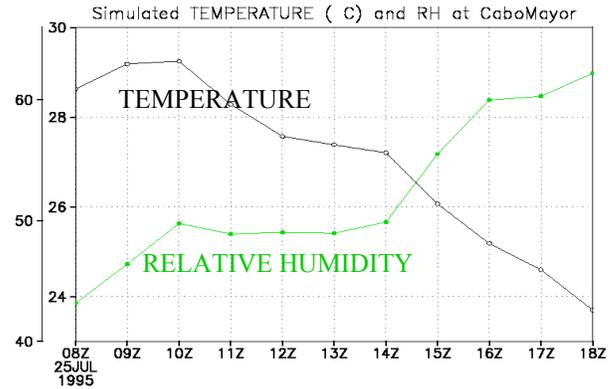
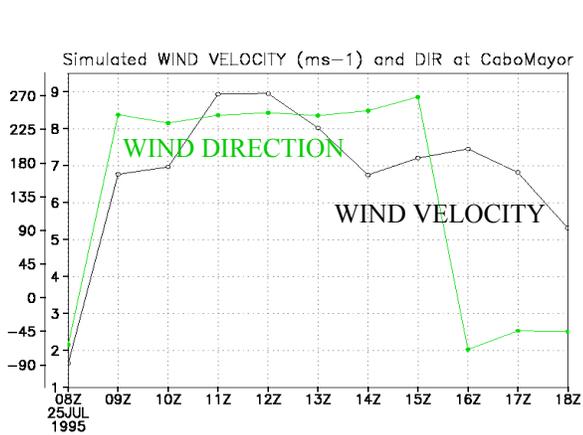


Figura 7: secuencia de datos meteorológicos medidos (abajo) y simulados (arriba) para la posición de la estación (1) de la Figura 6: se muestra el momento del cambio (1000 UTM) para las condiciones de la galerna del 25 de Julio de 1995

Simulated Wind, Temperature and RH (grid #3)



Measured Wind, Temperature and RH

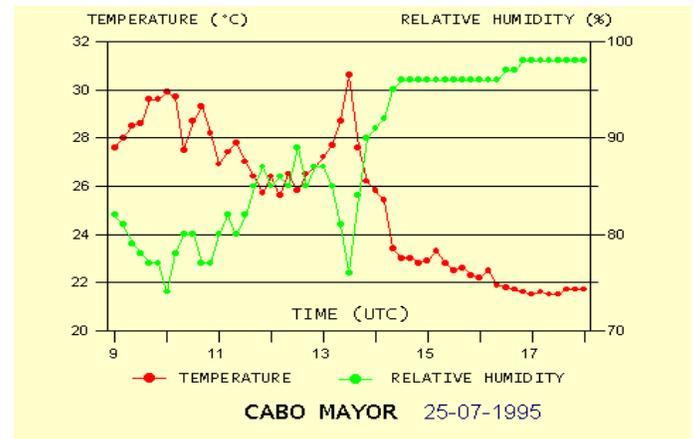
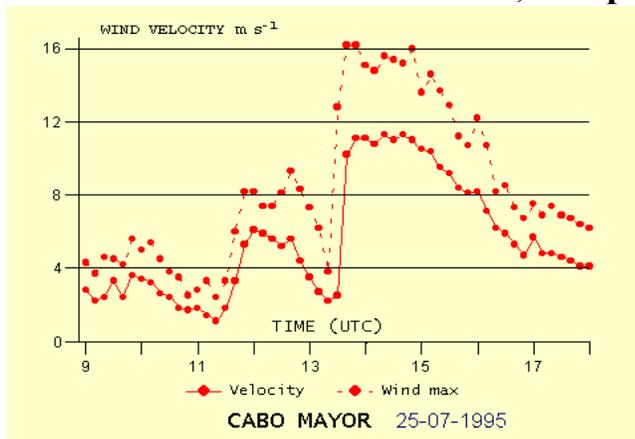


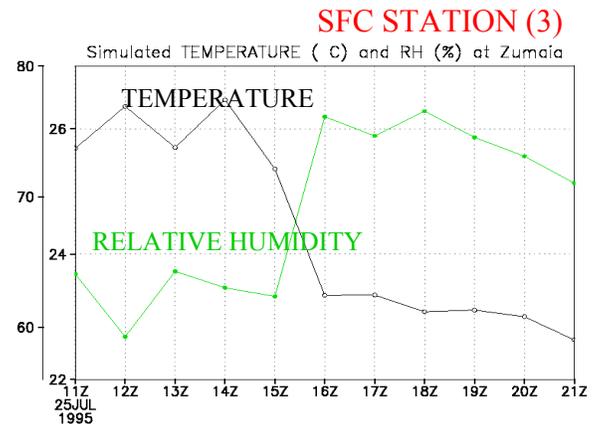
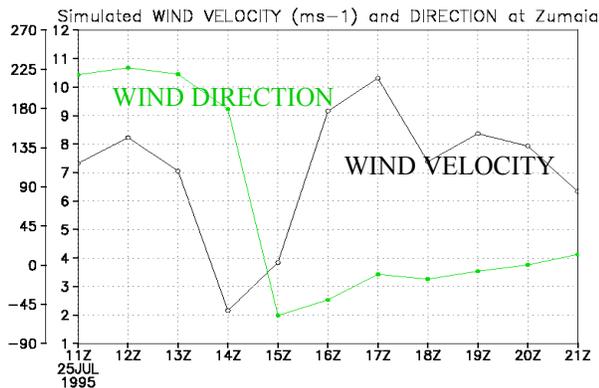
Figura 8: secuencia de datos meteorológicos medidos (abajo) y simulados (arriba) para la posición de la estación (2) de la Figura 6: se muestra el momento del cambio (1400 UTM) para las condiciones de la galerna del 25 de Julio de 1995

A la hora de comparar los valores numéricos de modelo y medidas en sensores, hay que tener en cuenta varios factores que hacen que esta comparación no pueda ser exacta:

- 1) Los datos de las estaciones de superficie son promedios de 10 minutos (y máximos –rachas- de viento) tomados en un punto y los del modelo son análisis representativos de un área de 3 x 3 km, con resolución temporal de una hora.
- 2) Los datos de las estaciones registran las influencias de los obstáculos próximos y topografía del entorno inmediato, cosa que el modelo no

puede reproducir porque sólo 've' variaciones topográficas de escala superior a 3 km.

Simulated Wind, Temperature and RH (grid #3)



Measured Wind, Temperature and RH

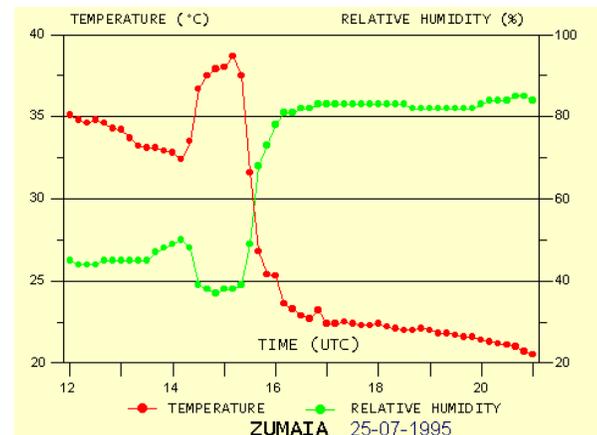
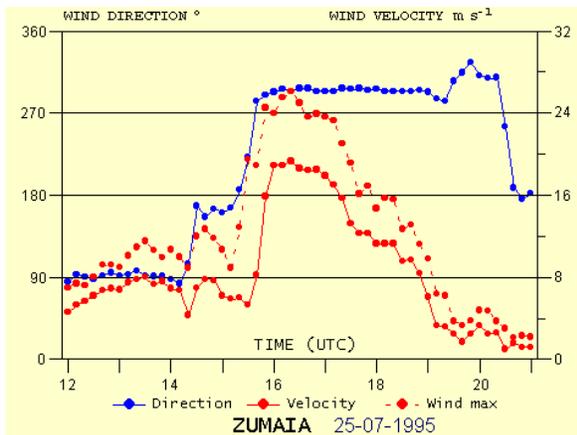


Figura 9: secuencia de datos meteorológicos medidos (abajo) y simulados (arriba) para la posición de la estación (3) de la Figura 6: se muestra el momento del cambio (1500-1600 UTM) para las condiciones de la galerna del 25 de Julio de 1995

Por otra parte un modelo es sólo una caricatura de la realidad, que siempre es más rica y compleja. Aun así, los parecidos de las curvas son muy satisfactorios. En la Figura 10 se representan las secuencias temporales de las medidas de presión en 2 estaciones costeras (Santander y Hondarribia) y una del interior (Foronda), para poner en evidencia los cambios de presión más intensos en el extremo oriental del Golfo de Bizkaia (Hondarribia) respecto a las variaciones en el interior y en el extremo occidental del área de generación de

galernas (Santander). Los datos de Foronda, no están corregidos a nivel del mar, pero no queda afectado por la galerna ya que el incremento de presión observado es pequeño. La Figura 11 resume los saltos de presión medidos con los simulados para ambas estaciones costeras: se aprecia de nuevo que el modelo reproduce bien la intensificación de la galerna de W a E y los tiempos de paso por los diferentes puntos del litoral, aunque evalúa de forma insuficiente la intensidad del cambio para cada una de las estaciones.

PRESSURE EVOLUTION AND JUMP AT 3 SURFACE STATIONS

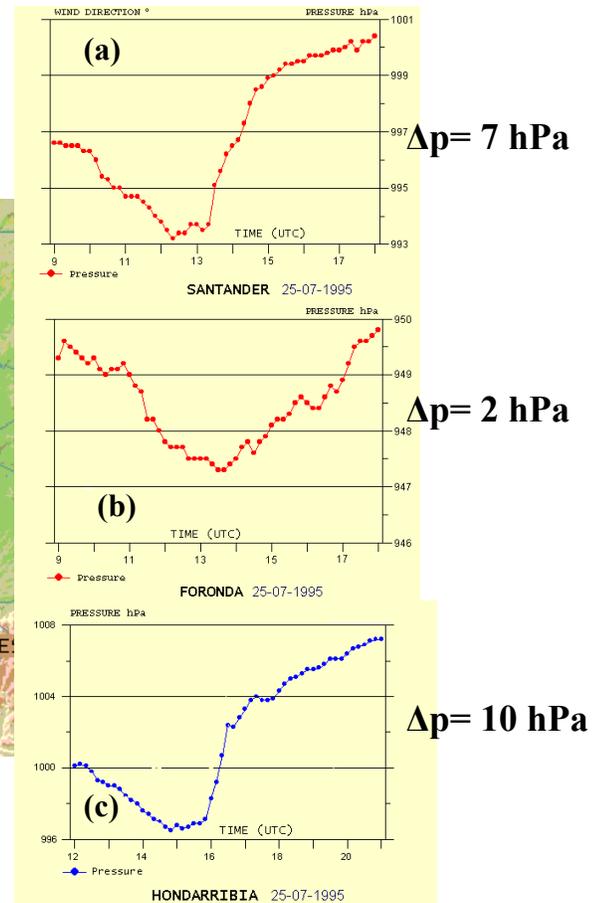
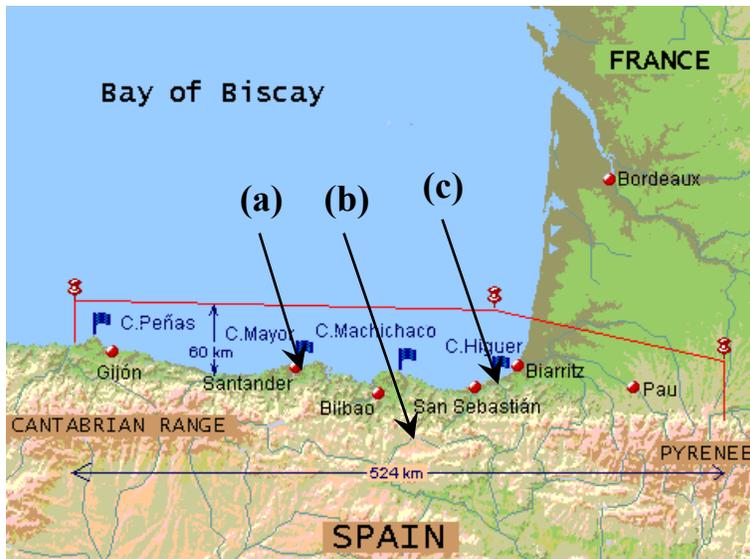


Figura 10: secuencia de las medidas de presión para 2 estaciones costeras (a) y (c): se muestra la profundización de la galerna del 25 de Julio de W a E en la costa. En el interior (b), apenas se percibe su paso.

En la Figura 12 se aprecia la dimensión horizontal de un galerna y la forma en coma en las nubes que en este caso hacen visible el fenómeno. Esto no siempre es así, y en general no es frecuente la observación de nubes en una galerna típica. La formación nubosa marca el micro-frente de galerna con nubes bajas y de poco desarrollo vertical y, como veremos a continuación, su formación coincide con la generación de un vórtice en el extremo oriental

de la cordillera Cantábrica, durante el colapso del flujo de la CLM de advección hacia el interior de los montes vascos (más bajos, entre la cordillera Cantábrica y los Pirineos) en su movimiento general de W a E, junto con la desestabilización de los estratos más bajos en la zona del litoral, tal y como se establece del análisis del flujo representado en la simulación.

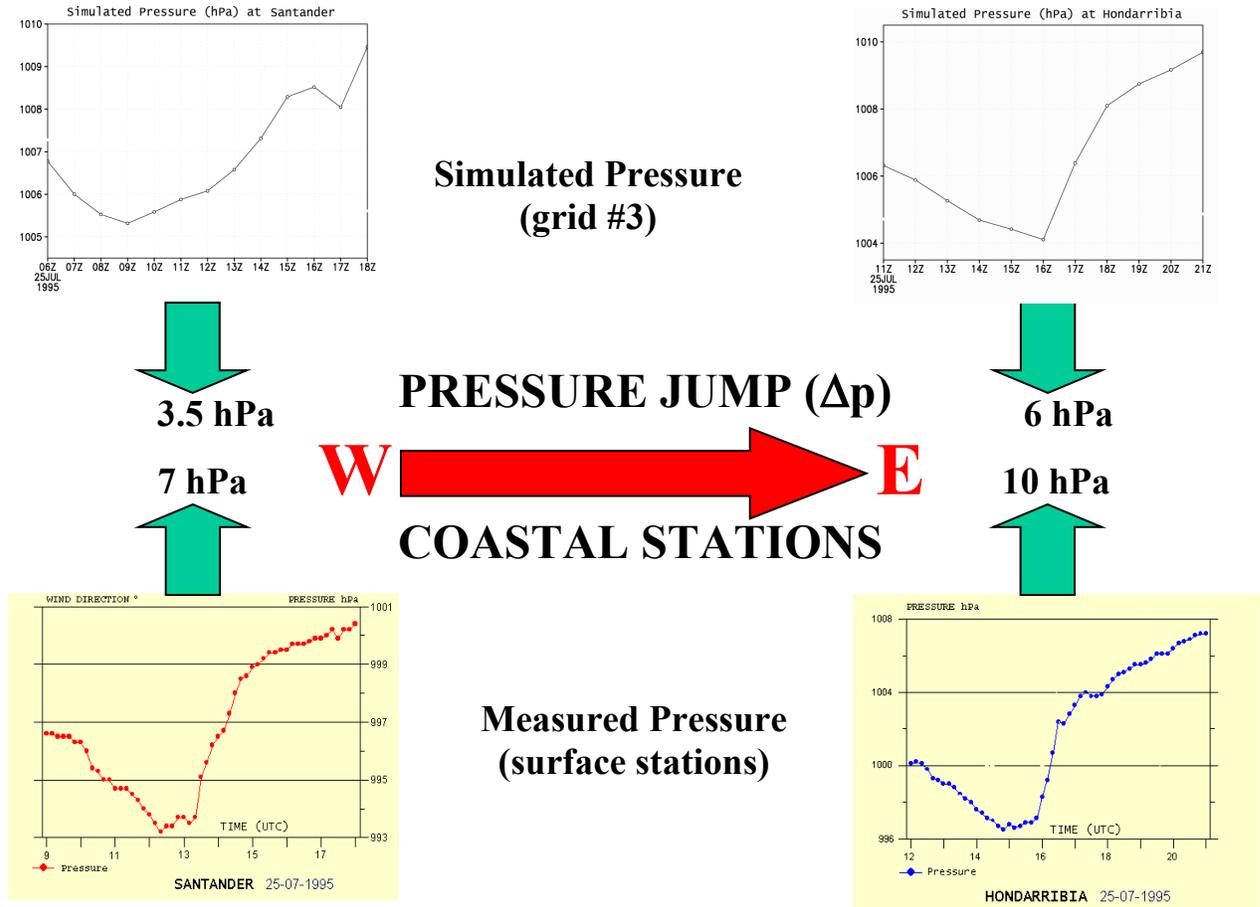


Figura 11: comparación del salto de presión simulado (arriba) y medido (abajo) durante la galena del 25 de Julio de 1995. El modelo reproduce bien la profundización del salto de presión de W a E, pero su valor absoluto es menor al observado.

Vis Meteosat image at 1830 UTC

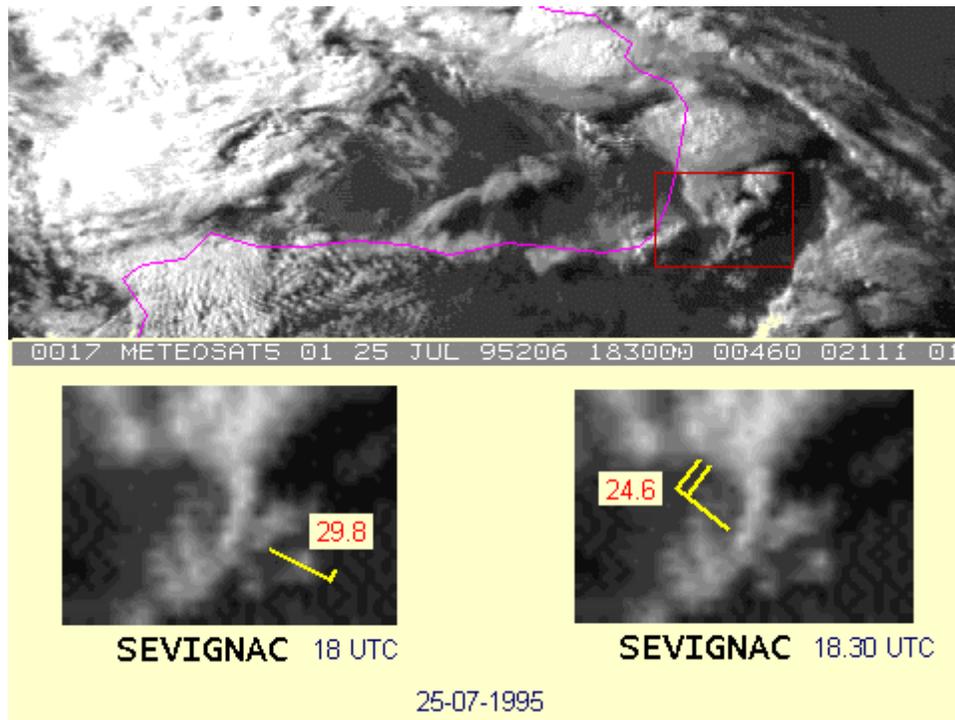


Figura 12: la formación nubosa en forma de coma hace visible, en este caso, a la galerna del 25 de Julio de 1995 sobre el Sur de Francia a su paso por la estación de Seignac de Meteo France. Durante la fase de decaimiento de la galerna, el salto térmico es menor ($\sim 5\text{ }^{\circ}\text{C}$) que en su fase más intensa sobre el extremo oriental de la costa del Golfo de Bizkaia (Arasti, 1999)

Una vez comprobada la respuesta del modelo en los puntos de control de las estaciones de superficie más significativas, la representación apropiada de los datos y su análisis abren nuevas perspectivas en la interpretación del fenómeno: la Figura 13 muestra la disposición en planta del flujo (líneas de corriente, temperatura y velocidad vertical) previo a la formación de la galerna y las Figuras 14 y 15 muestran cortes transversales (a longitud constante) de la humedad relativa y temperatura, para la misma situación. El hundimiento del flujo de componente S sobre la costa de la CAPV (Fig. 13, en azul), es simultáneo con el régimen de vientos anabáticos y brisas en la ladera N de la cordillera Cantábrica, en cuyas crestas se observa la convergencia del flujo (en rojo) y una gran zona de cavidad turbulenta –zona de flujo deformado– al Norte de la cordillera, sobre el mar. La alta temperatura que acompaña al foehn sobre la costa de la CAPV (Fig. 13 derecha, en

amarillo) es característica de la situación previa a galerna. Los cortes transversales de las Figuras 14 y 15, confirman las diferencias entre la costa Asturiana y la de la CAPV: la separación del flujo en la ladera norte de la cordillera Cantábrica contrasta con el acoplamiento en la costa vasca. La CLM, con aire frío en advección sobre la costa asturiana va asociada a una inversión térmica en altura (1000 m MSL) que mantiene el desacoplamiento del flujo y forma un micro-frente poco activo que avanza hacia el Este.

Simulated streamlines, w and temperature at 1100 UTC (grid #2)

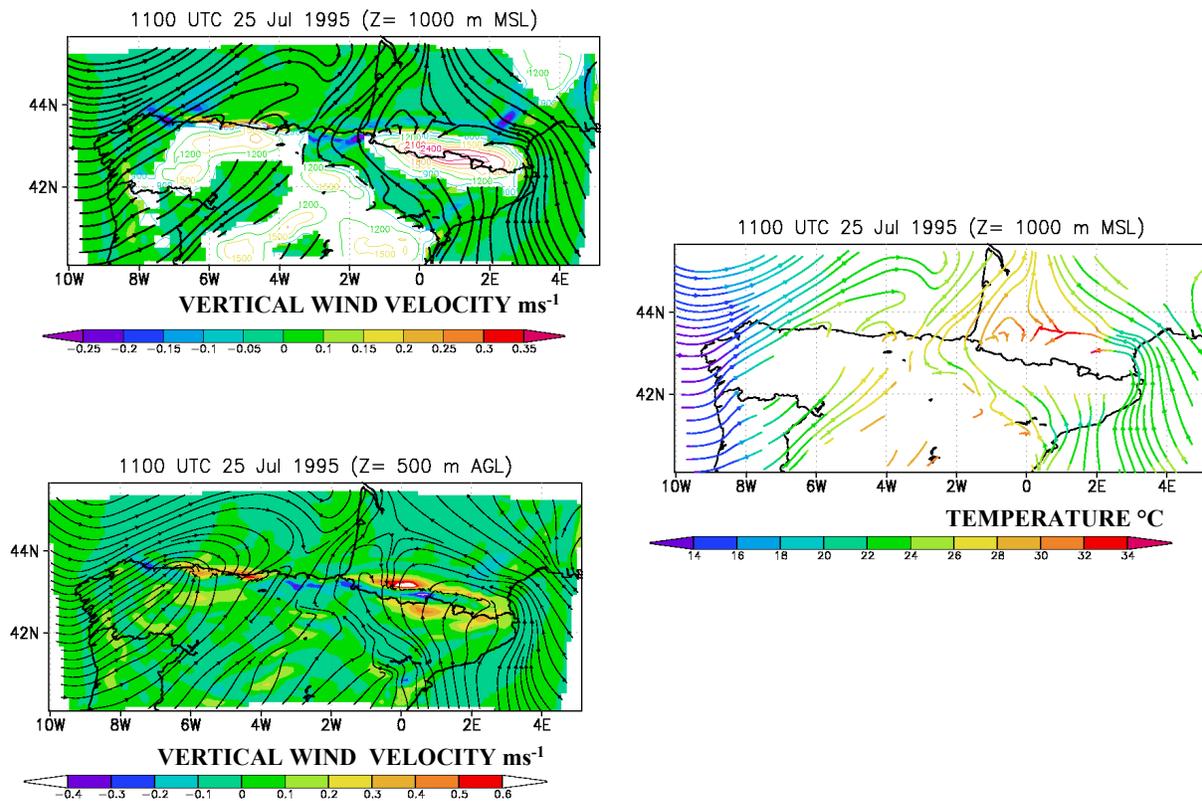


Figura 13: situación previa a la formación de galerna (1100 UTC). La velocidad vertical y líneas de corriente a 1000 m MSL (izquierda- arriba) y sobre la superficie que sigue a la topografía a 500 m sobre el suelo (izquierda-abajo) muestran un hundimiento del flujo de componente S sobre la costa de la CAPV (en azul), mientras que en la cordillera Cantábrica hay vientos anabáticos y brisas, con convergencia en las crestas (rojo) y una gran zona de cavidad turbulenta al Norte de la cordillera, sobre el Golfo de Bizkaia. La alta temperatura que acompaña al foehn sobre la costa de la CAPV (derecha, en amarillo) es característico de la situación previa a galerna.

Simulated streamlines, temperature and RH at 1100 UTC (grid #2: hztal and vertical cross section)

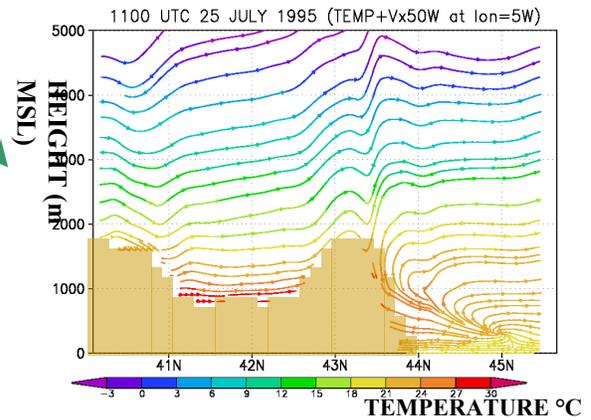
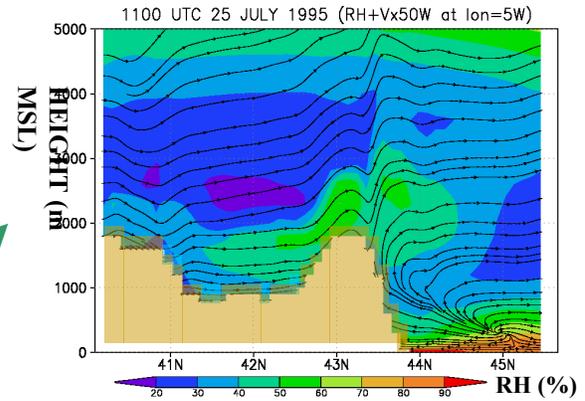
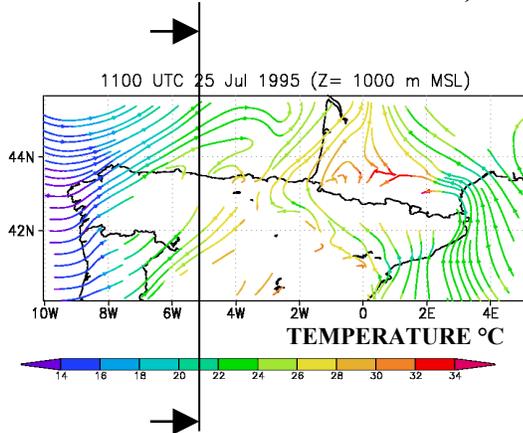


Figura 14: el corte a longitud constante (5W) representado a la derecha durante la misma situación previa a galerna de la Fig. 13, muestra la brisa y vientos anabáticos que inyectan el aire frío de la CLM en advección sobre la costa norte (espesor inferior a 1000 m sobre el mar) por encima de las crestas de la cordillera Cantábrica. La CLM y el flujo del Sur que sopla por encima están desacoplados por la inversión de temperatura sobre el mar.

Simulated streamlines, temperature and RH at 1100 UTC (grid #2: hztal and vertical cross section)

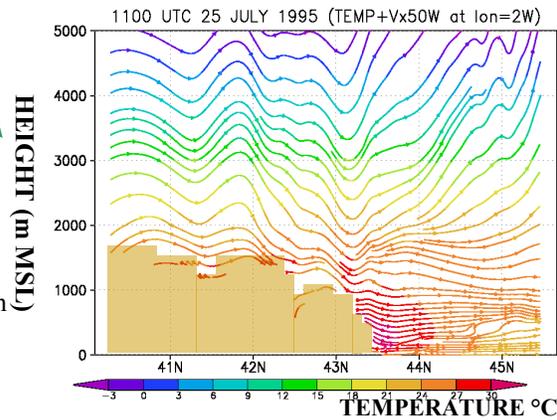
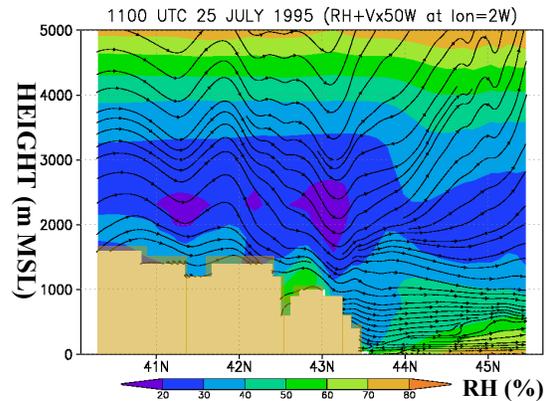
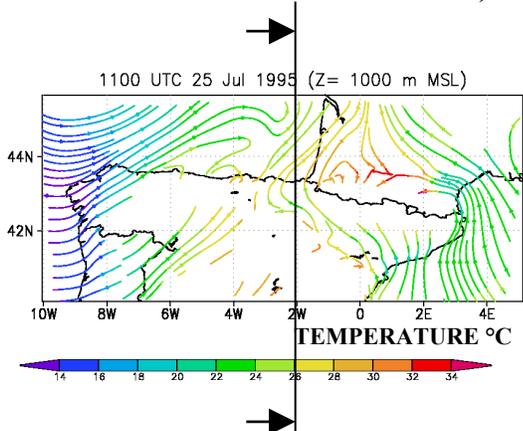


Figura 15: corte a longitud constante (2W), que representa las mismas variables que la Fig 14, pero esta vez sobre la CAPV. Estamos en la zona delantera del micro-frente asociado a la advección marina. El foehn en la zona costera de la CAPV está bien documentado. Aquí el acoplamiento del flujo es completo. Temperaturas muy elevadas y aire seco sobre la vertical de la costa.

Las Figuras 16 y 17 muestran la galerna bien desarrollada sobre la costa de la CAPV, 8 horas después de la situación mostrada en las Figuras 13 a 15. Tan pronto la advección fría de la CLM llega al extremo oriental de la cordillera Cantábrica, el flujo se precipita tierra-adentro, dada la gran diferencia de presiones asociadas fundamentalmente al fuerte contraste térmico entre la CLM en advección y el flujo del S acoplado que sopla en el interior de la CAPV. Esta entrada masiva mar-tierra facilitada por el descenso brusco de las alturas de la cordillera Cantábrica en los límites con los montes de la CAPV, provoca también el colapso o hundimiento de la CLM sobre la misma línea de costa y como efecto compensatorio aparece la forma de arco frontal o coma de velocidades ascendentes (en rojo) sobre el extremo oriental y sur del vórtice (Figura 16) que marca la frontera del micro-frente de galerna. El vórtice, una vez formado, se desplaza paralelo a la costa hacia Francia, siguiendo aproximadamente las líneas de corriente entre 1000 y 1500 m MSL

Simulated streamlines, w and temperature at 1700 UTC (grid #2)

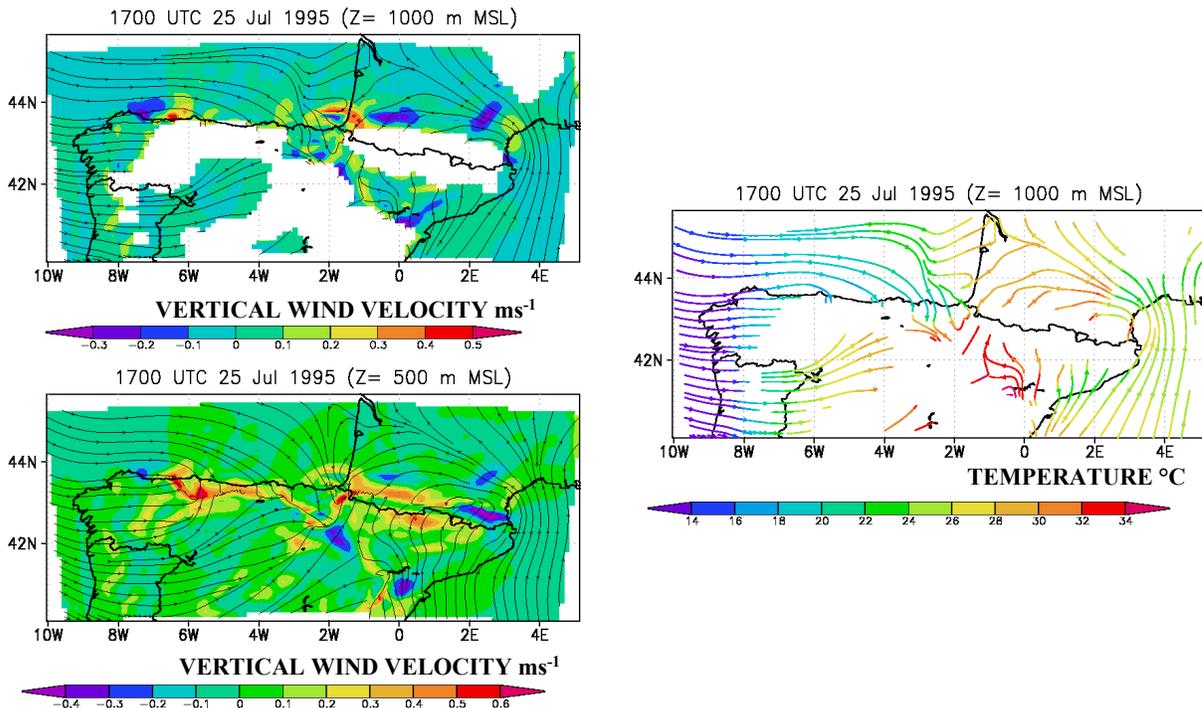


Figura 16: formación de galerna (1700 UTC). La velocidad vertical y líneas de corriente a 1000 m MSL (izquierda-arriba) y sobre la superficie que sigue a la topografía a 500 m sobre el suelo (izquierda-abajo) muestran el colapso de la CLM hacia el interior de la CAPV, tan pronto la advección fría llega al extremo oriental de la cordillera Cantábrica (corte hztl. en blanco a la izquierda-arriba). Se forma un arco (coma) frontal de velocidades ascendentes (en rojo) sobre el extremo oriental y sur del vórtice, como respuesta al hundimiento que se produce en su centro durante su colapso. El contraste de temperaturas en la zona frontal se aprecia a la derecha. El vórtice, una vez formado se desplaza paralelo a la costa hacia Francia, siguiendo las líneas de corriente entre 1000 y 1500 m MSL

En la Figura 17 se ha representado el corte transversal del vórtice de galerna. Pueden apreciarse las elevadas velocidades verticales del viento en la zona de mezcla a partir de la gran curvatura en las líneas de corriente del corte transversal. Parece razonable pensar que la intensidad de los movimientos verticales y de la galerna en general, es tanto mayor cuanto mayor sea el contraste térmico entre la CLM en advección y la CLP sobre tierra, así como cuanto mayor sea la intensidad del viento de componente S que sopla por encima de la CLM, ya que su hundimiento creará corrientes verticales compensatorias de mayor intensidad. Por otra parte es evidente que el calentamiento del suelo (la galerna típica siempre se da después del mediodía solar) ayuda a la desestabilización de los estratos más bajos sobre la línea de costa y propicia que el vórtice generado por el colapso de la CLM, irrumpa bruscamente en superficie. Además, la distribución de temperaturas de la superficie del mar en el interior del Golfo de Bizkaia en la época cálida favorece el mantenimiento y profundización del fenómeno en su desplazamiento hacia el E (Fig. 1), dado que provoca el calentamiento de los estratos inferiores de la atmósfera y por tanto una mayor inestabilidad.

Simulated streamlines, temperature and RH at 1100 UTC (grid #2: hztl and vertical cross section)

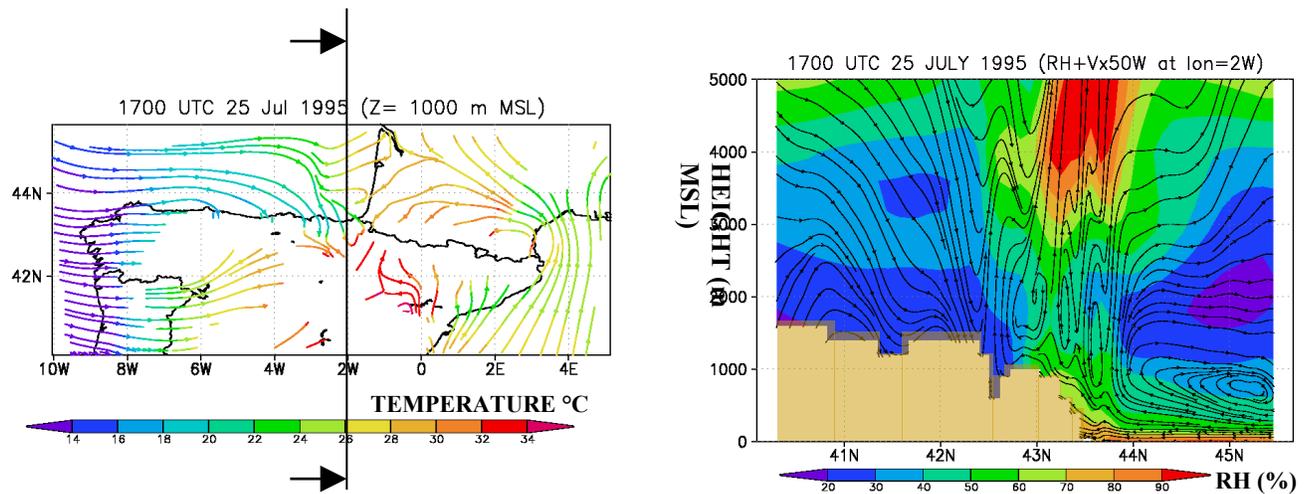


Figura 17: corte transversal del vórtice de galerna. Se observa la CLM en progresión hacia el interior, la elevadas velocidades verticales de viento en la zona de mezcla (líneas de corriente con gran desplazamiento vertical a la derecha) y la zona de cizalladura de viento y cambio brusco de humedad relativa en el límite superior de la CLM (1000-1500 m) a la derecha.

2.4 Galerna del 30 de Mayo de 1996

La galerna del 30 de Mayo de 1996 guarda importantes similitudes sinópticas con la del 25 de Julio de 1995, descrita en la sección anterior. En este caso, se contaba con el radar perfilador (WPR) de Punta Galea en su primer año de funcionamiento, con lo que la cobertura vertical del fenómeno quedó registrada con una buena resolución espacio-temporal. Estos registros nos servirán además para evaluar de forma más completa la capacidad del modelo de meso-escala para reproducir el fenómeno, dado que ahora podremos evaluar su capacidad de reproducir la secuencia del flujo en todo el espesor de la CLM y en la troposfera media.

Las Figuras 18 y 19 presentan las observaciones de viento del radar perfilador en su modo alto (mayor cobertura vertical) y bajo respectivamente, junto con las simulaciones del modelo numérico en la misma vertical del radar (parte inferior de ambas figuras). Los datos de viento del modelo corresponden a la malla de mayor resolución (#3) y se han representado en ambas figuras con idéntica cobertura vertical, lapso de tiempo y rangos de color para facilitar la comparación. Las secuencias de perfiles del radar muestran un viento SW a todos los niveles durante la primera mitad del día. El flujo está acoplado a todos los niveles sobre la costa (no existe derrame nocturno) y el giro de viento asociado a la galerna se produce entre las 1400 y 1500 UTC. El viento cambia a NW como si de una brisa se tratara, pero su alcance vertical (1600 m MSL) es mucho mayor, al igual que su intensidad. Es significativo que el viento del SW se intensifica al nivel de los montes de la cordillera Cantábrica (1200-2500 m) durante la mañana, previo a la irrupción de la galerna, que alcance esas mismas cotas. A partir de la irrupción de la galerna, se observa un desacoplamiento total entre ambos flujos que ya se observó en la galerna del 25 de Julio, con lo que el viento del SW sigue soplando con fuerte intensidad por encima de la CLM que transporta el aire frío en advección. La simulación muestra con excelente precisión tanto la situación previa como la posterior a la galerna, las intensidades de viento y los tiempos de las transiciones a todos los niveles.

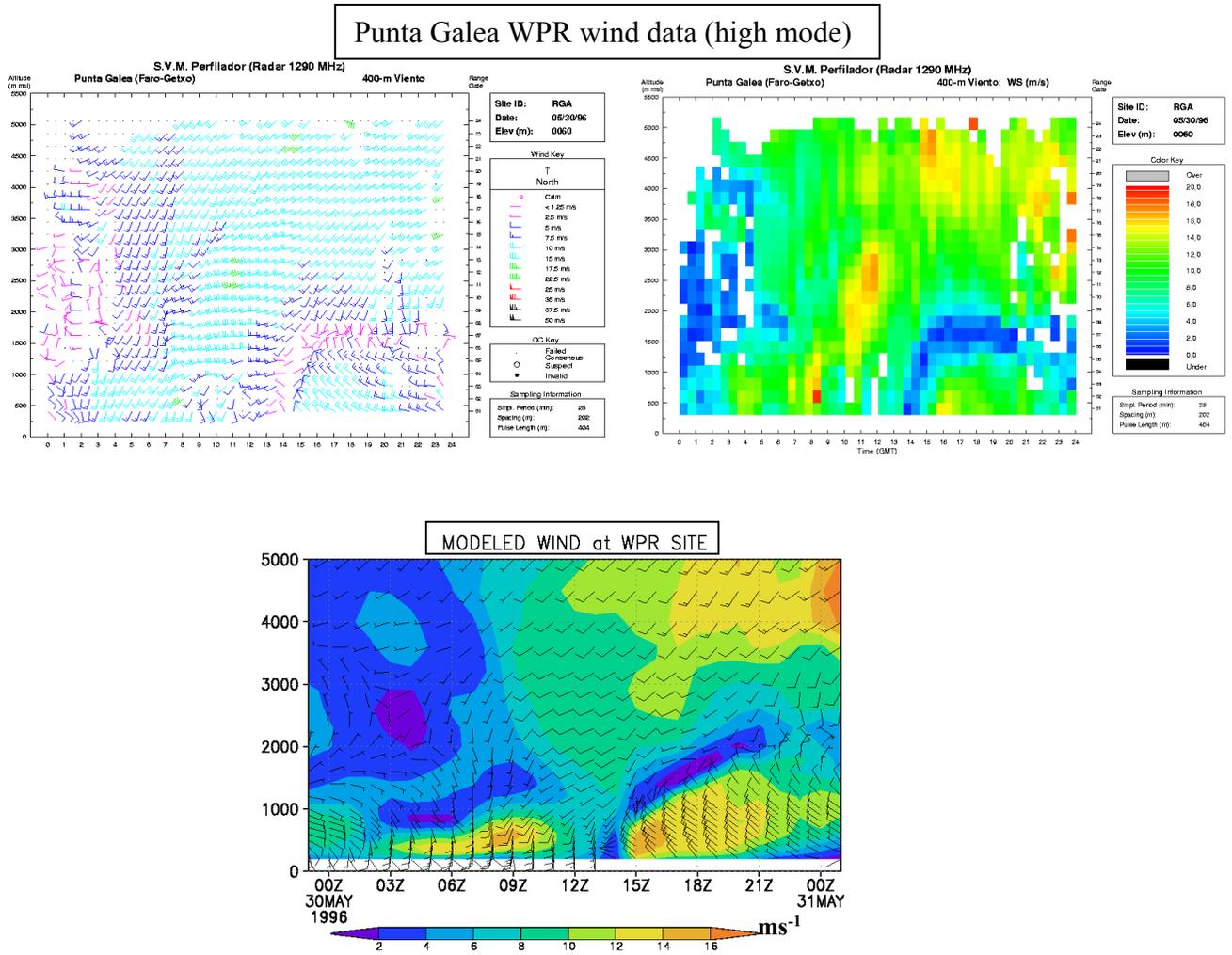


Figura 18: secuencia de perfiles de viento del radar para el modo de pulso largo (arriba, izquierda y derecha) y datos de viento simulado (malla #3) sobre la vertical de la posición del WPR -Punta Galea- (abajo). Se ha procurado que los rangos de color para la intensidad del viento en medidas y simulaciones sean idénticos. La coincidencia entre ambos registros es muy buena (ver texto)

Punta Galea WPR wind data (low mode)

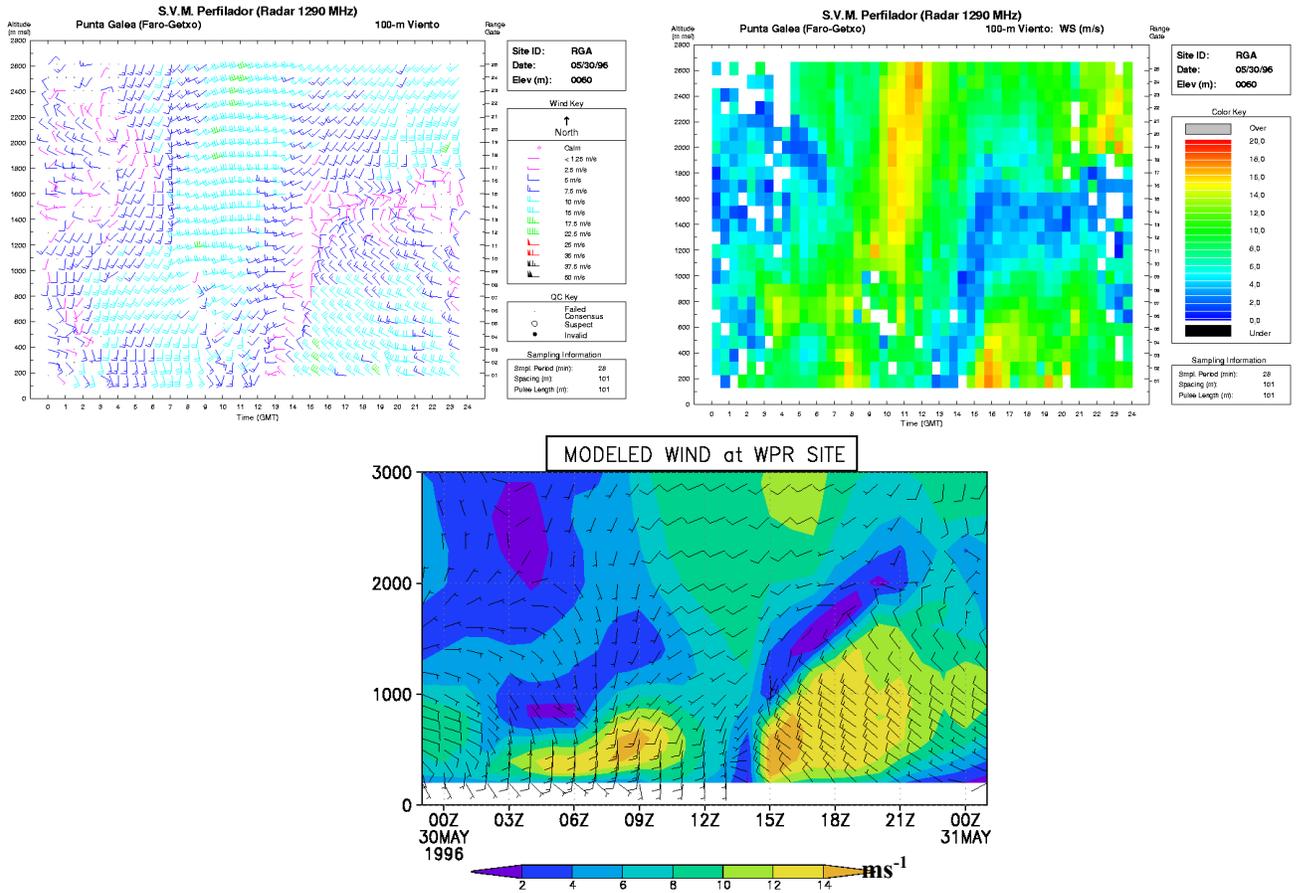


Figura 19: secuencia de perfiles de viento del radar para el modo de pulso corto de alta resolución (arriba, izquierda y derecha) y datos de viento simulado (malla #3) sobre la vertical de la posición del WPR -Punta Galea- (abajo). Los rangos de color son los mismos que los de la Fig. 18.

Para examinar la secuencia del patrones de flujo 3D asociados a esta galerna, se han utilizado idénticas representaciones que las mostradas para la galerna del 25 de Julio. Las Figuras 20, 21 y 22 muestran las situación previa (1100 UTC). De nuevo, se observa una situación de viento S sobre la costa de la CAPV, con un intenso foehn de las masas de aire que descienden desde la meseta hasta la costa, con un flujo totalmente acoplado que da lugar a elevadas temperaturas sobre la línea de la costa vasca (Figs. 20 y 22). Sin embargo, en las costas de la cordillera Cantábrica, y a esa hora de la mañana, se puede observar una brisa bien desarrollada que, ayudada por los vientos anabáticos, inyecta el aire frío en advección sobre la costa a cotas superiores a 2000 m MSL sobre las cumbres de los Picos de Europa (Fig. 21).

Simulated streamlines, w and temperature at 1100 UTC (grid #2)

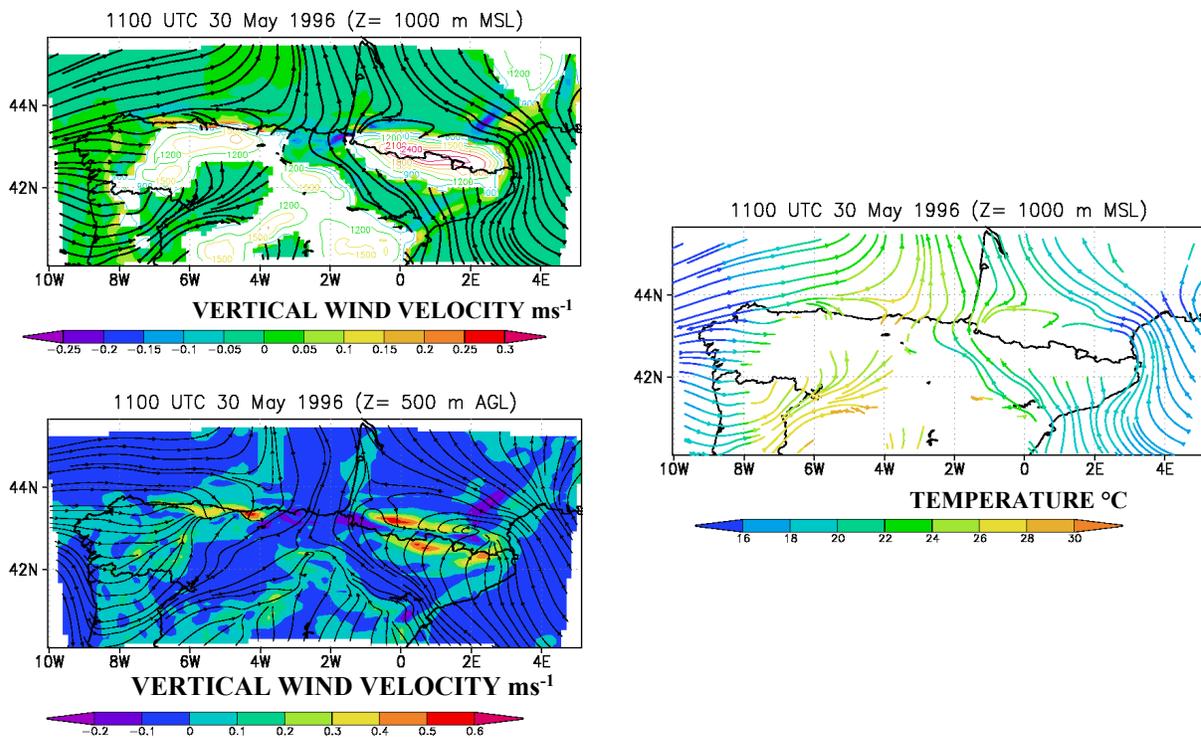


Figura 20: situación previa a la formación de galerna (1100 UTC). La velocidad vertical y líneas de corriente a 1000 m MSL (izquierda- arriba) y sobre la superficie que sigue a la topografía a 500 m sobre el suelo (izquierda-abajo), así como las temperaturas a 1000 m MSL (derecha) muestran un flujo similar al observado en la Fig. 13, correspondiente a la galerna del 25 de Julio de 1995. En este caso, la zona de cavidad turbulenta al Norte de la cordillera Cantábrica no es tan extensa, debido a que la advección del micro-frente sobre el Golfo de Bizkaia es más paralela a la costa N.

Simulated streamlines, temperature and RH at 1100 UTC (grid #2: hztl and vertical cross section)

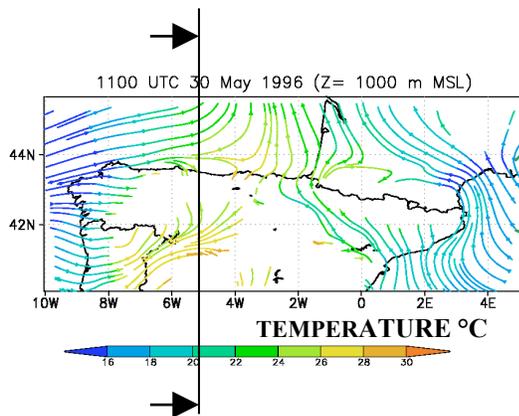
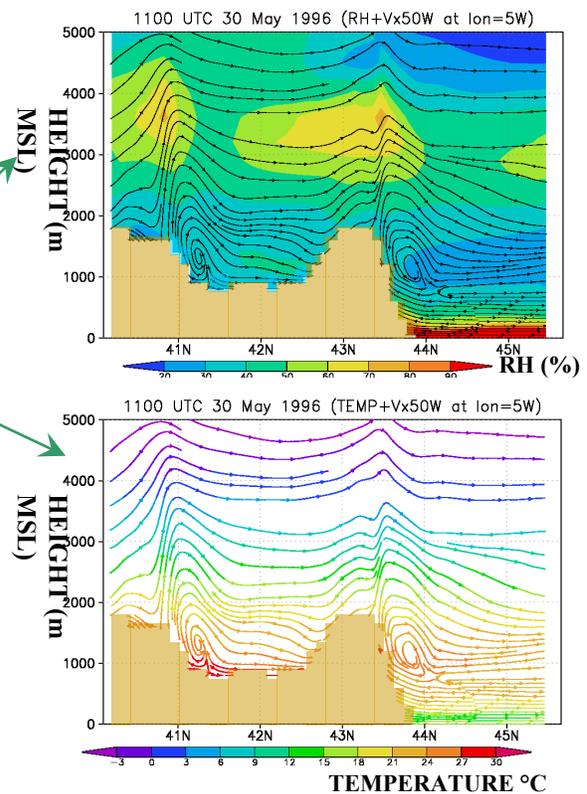


Figura 21: el corte a longitud constante (5W) representado a la derecha durante la misma situación previa a galerna de la Fig 20, muestra la brisa y vientos anabáticos que inyectan el aire frío de la CLM en advección sobre la costa norte (espesor inferior a 1000 m sobre el mar) por encima de las crestas de la cordillera Cantábrica. La CLM y el flujo del Sur que sopla por encima están desacoplados por la inversión de temperatura sobre el mar. Se confirma su similitud con la secciones de la galerna anterior (Fig 14)



Simulated streamlines, temperature and RH at 1100 UTC (grid #2: hztl and vertical cross section)

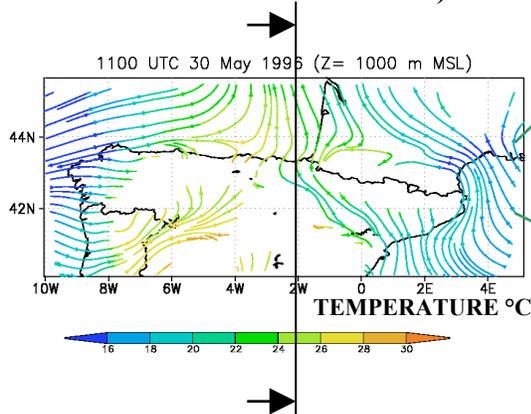
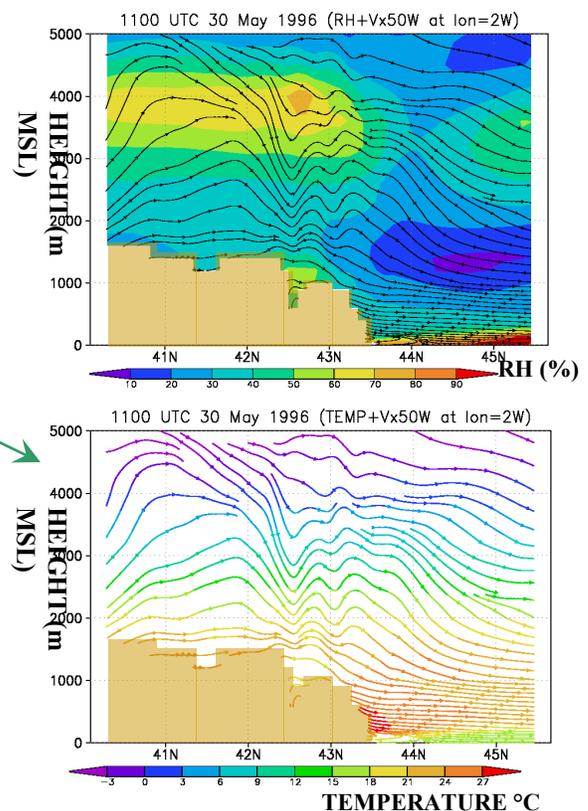


Figura 22: corte a longitud constante (2W), que representa las mismas variables que la figura anterior. Estamos en la zona delantera del micro-frente asociado a la advección marina. El foehn en la zona costera de la CAPV está bien documentado. El acoplamiento del flujo es completo. Temperaturas muy elevadas y aire seco sobre la vertical de la costa (ver Fig. 15)



Las Figuras 23 y 24 muestran la formación de la galerna sobre la costa de la CAPV, con idéntica configuración de flujo a la descrita en la sección anterior: la forma en coma representada con las intensas ascencias provocadas en la zona frontal, la irrupción súbita y el colapso de la CLM en su desplazamiento hacia el interior de la CAPV, después de su paso por el extremo más oriental de la Cordillera Cantábrica (Fig 23) y los detalles de los intensos movimientos verticales asociados al vórtice de la galerna (Fig 24).

Simulated streamlines, w and temperature at 1600 UTC (grid #2)

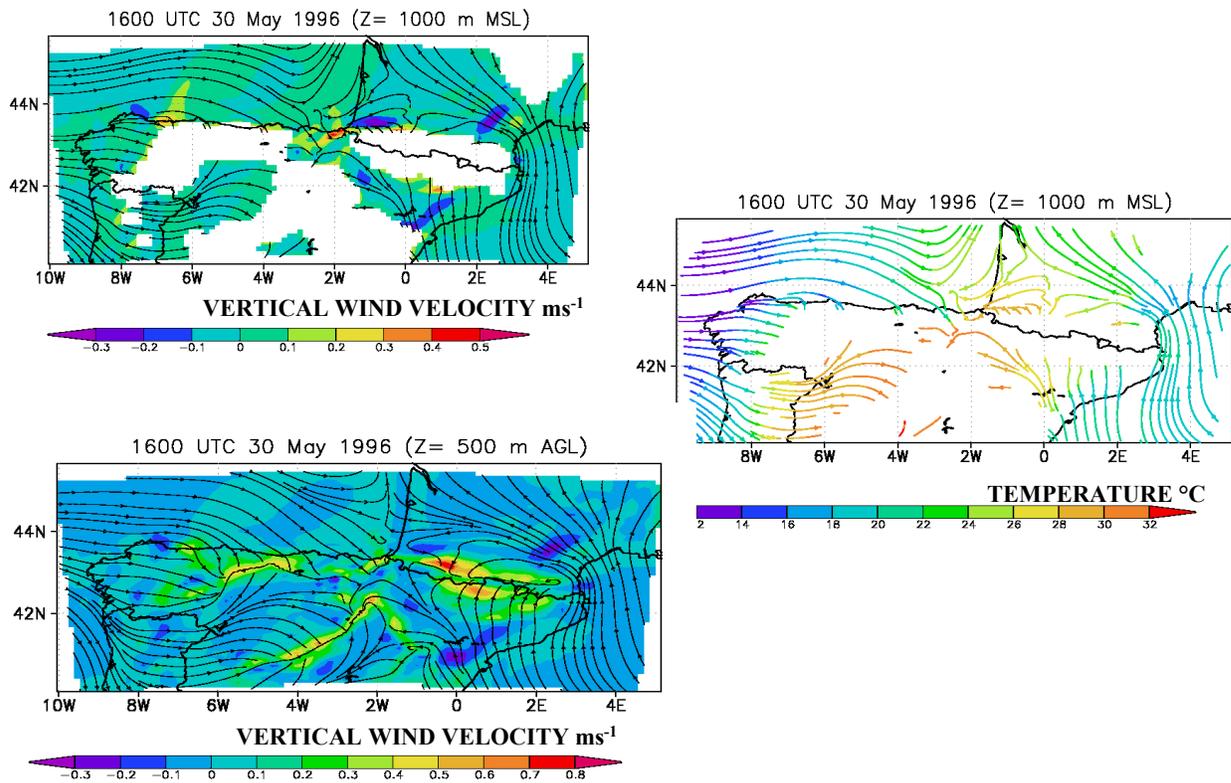


Figura 23: formación de galerna (1600 UTC). La velocidad vertical y líneas de corriente a 1000 m MSL (izquierda-arriba) y sobre la superficie que sigue a la topografía a 500 m sobre el suelo (izquierda-abajo) muestran el mismo patrón descrito en la Fig 16. También los contrastes de temperatura a 1000 m MSL (derecha) son similares.

**Simulated streamlines, temperature and RH at 1600 UTC
(grid #2: hztl and vertical cross section)**

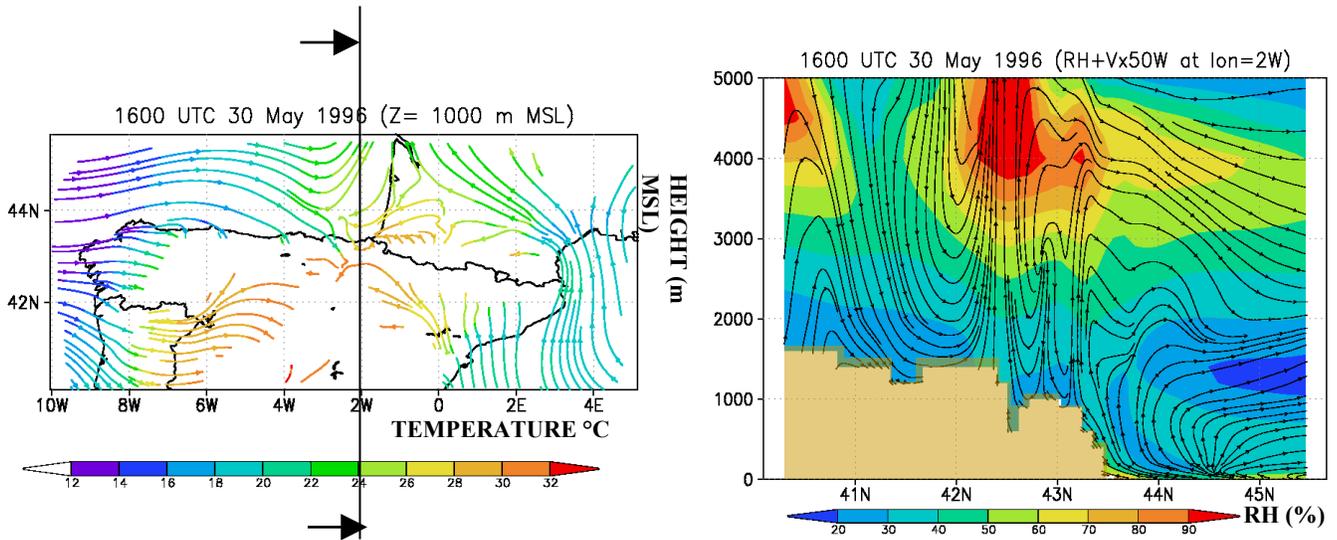


Figura 24: corte transversal del vórtice de galerna. Se observa la CLM en progresión hacia el interior y las mismas elevadas velocidades de viento vertical en la zona de mezcla (líneas de corriente con gran desplazamiento vertical a la derecha) que las mostradas en la Fig. 17 de la anterior galerna.

2.5 Conclusiones

Del análisis de ambas galernas, mediante la utilización de los datos de las estaciones de superficie, satélites meteorológicos y simulaciones se concluye que el origen de la galerna típica de la estación cálida, está asociada a la irrupción de un frente frío sobre la costa N de la Península Ibérica. Este frente, que en la mayoría de los casos no viene registrado en los mapas sinópticos, está asociado a la presencia de una vaguada N-S de bajas presiones entre un anticiclón europeo y el anticiclón de las Azores. El paso del frente va precedido de un intenso foehn en la costa Norte, que es claramente apreciable en las imágenes de satélite, y que provoca elevadas temperaturas en la costa de la CAPV durante la mañana. La advección frontal sobre la masa de tierra de la mitad noroeste de la península, deja precipitaciones en la costa W y laderas S de los montes de Galicia, se

transporta y calienta por actividad convectiva solar al cruzar la meseta N de la Península y desciende hasta el litoral de la CAPV, provocando un intenso foehn.

Sin embargo, sobre el mar, el aire frío en advección se transporta paralelo a la costa y con la superficie fría del mar al W de la Península (Fig. 1), no sufre cambios de temperatura significativos. Discurre paralelo a la costa y se mantiene desacoplado del viento SW, asociado a la perturbación, que atraviesa por encima de la cordillera Cantábrica. El desacoplamiento viene provocado por la inversión de temperatura asociada a la advección fría de la CLM y la presencia de los montes de la cordillera. Sobre la costa Asturiana, protegida por los montes más elevados, la advección fría costera y el calentamiento solar de las laderas, provoca brisas, que en ningún caso poseen una intensidad relevante (ver datos de la estación de Avilés en Fig. 7): se produce una intensa convergencia en la cima de la cordillera Cantábrica, de los vientos del SW que soplan en su ladera S y los del NW asociados a las brisas de mar.

En cuanto la CLM en advección sobre la línea de costa llega a los límites orientales de la cordillera Cantábrica, el descenso generalizado de la cota de los montes y la elevada temperatura del aire que se encuentra en ese momento sobre la CAPV, provoca la irrupción masiva del aire frío de la costa sobre el interior, desplazando hacia arriba el viento cálido del SW (fuertes corrientes ascendentes). Esto conlleva el colapso de la CLM, que por su parte trasera se hunde como efecto compensatorio, y se produce una fuerte corriente descendente de aire en esa zona. En el caso de que exista condensación en las corrientes ascendentes compensatorias, se forma la coma del arco de nubes característico, pero en caso contrario puede no observarse. Sin embargo la forma puede resolverse en cualquier caso con una adecuada representación de las corrientes ascendentes y descendentes calculados con nuestras simulaciones (Figs. 16 y 23). La presencia de una capa límite inestable (aire bien mezclado y muy caliente en su parte inferior) sobre tierra en el momento de la irrupción del aire frío en advección y la especial configuración de las temperaturas de agua de mar en el Golfo de Bizkaia, hacen que el fenómeno se profundice en su desplazamiento hacia el E: la rugosidad del suelo y las corrientes convectivas que calientan por debajo la CLM en progresión tierra adentro, provocan un descenso en la

intensidad de la galerna en su desplazamiento hacia el interior de la CAPV. Sin embargo sobre el mar, el vórtice permanece más compacto debido a una menor rugosidad superficial y a que la disposición del mapa de temperaturas superficiales del agua favorece las corrientes ascendentes al E y las compensatorias descendentes al W y por tanto la conservación y profundización del vórtice.

3 Otras actividades y resultados del proyecto de Meteorología Severa

3.1 Publicaciones científicas en revistas internacionales con informantes

Durante esta fase del proyecto de meteorología severa también se ha procedido a la publicación de los resultados científicos de este proyecto y otros relacionados con la explotación de datos de la red del SVM en general y del radar perfilador en particular.

En la referencia Gangoiti y cols (2002a) se realiza un análisis detallado de un episodio de vientos intensos: ondas de montaña y foehn durante un periodo con fuerte actividad baroclina. Se utiliza la red de superficie y el perfilador de viento para contrastar la simulación meteorológica realizada con un modelo de meso-escala, durante un episodio de vientos fuertes en la CAPV. La actividad ondulatoria sobre la vertical del perfilador, generada al paso de los sistemas frontales por encima de los montes de la cordillera Cantábrica y los ubicados al S de la Comunidad, se recoge en la señal del haz vertical del radar, que muestra un patrón de ascencencias y hundimientos de aire que es coherente con la presencia de ondas de montaña. La simulación muestra un complejo patrón de ondas de montaña, donde se aprecian simultáneamente un tipo de ondas atrapadas en los niveles más bajos y ondas de propagación vertical para las capas más elevadas (por encima de 2000 m) que muestran un desplazamiento característico en su fase con la altura y en el sentido hacia donde viene el viento (tierra adentro). Las longitudes de onda medidas a partir de las formaciones características de nubes en las imágenes de alta resolución (HRPT) de los satélite de la NOAA, concuerdan con los resultados de la simulación.

Por otra parte, también se han publicado los resultados del análisis de un episodio de contaminación por ozono en la CAPV. En la referencia Gangoiti y cols. (2002b) se describe

el episodio y se utilizan los datos del perfilador y los de la red de superficie del SVM, entre otros equipos, para documentar los flujos de advección y de recirculación sobre la costa de la CAPV. Se ha documentado el transporte de contaminantes desde Centro-Europa y desde el Mediterráneo, siguiendo dos tipos de trayectorias bien diferenciadas: de forma directa, por el sur de Francia y Golfo de Bizkaia y de forma indirecta, con una descarga previa hacia el Mediterráneo occidental por el Golfo de Lyon, para después adentrarse hacia el Cantábrico por encima del valle del Ebro.

3.2 Nuevos desarrollos de software

El año pasado se ha puesto a punto una versión del modelo RAMS en un cluster de PC's en paralelo. Las modificaciones introducidas en el software del fabricante en esta versión y en otras más recientes que han ido saliendo este mismo año, implican modificaciones importantes en los formatos de las bases de datos de lectura del modelo: datos de topografía, usos y textura de suelo. Estas modificaciones se acompañan con un cambio radical en la forma de tratar los intercambios de masa, energía y cantidad de movimiento entre el suelo y la atmósfera. Las primeras pruebas realizadas con este nuevo software nos han dado problemas en las simulaciones efectuadas durante condiciones de fuerte convección de origen térmico sobre las masas de tierra. Hemos encontrado diferencias importantes entre los resultados de las simulaciones y las medidas en las estaciones de superficie. La ventaja de los tiempos de cálculo más reducido en las simulaciones con la nueva versión de software y la configuración de los PC's en paralelo, hace que el esfuerzo actual por mejorar la calidad de este tipo de simulaciones merezca la pena. Por ello, se plantea como uno de los objetivos que habrá que alcanzar durante la siguiente fase del proyecto.

Referencias

- Arasti, E., 1996: Modelo conceptual de galerna no frontal. IV Simposio Nacional de Predicción del INM, Madrid, INM. Ministerio de Medio Ambiente.
- Arasti, E., 1999: Modelos conceptuales regionales. La galerna típica. Proyecto CICYT CL/95-1778. Nota Técnica del CMT de Cantabria y Asturias. INM. Ministerio de Medio Ambiente.

- Badenas, C., Estrela, M. J., Marchuet, R., Caselles, V., 1997a: Some improvements on the processes to obtain accurate maps of sea surface temperature from AVHRR raw data transmitted in real time. Part 2: APT images. *International Journal of Remote Sensing* 18 (8), 1769-1794.
- Badenas, C., Caselles, V., Estrela, M. J., Marchuet, R., 1997b. Some improvements on the processes to obtain accurate maps of sea surface temperature from AVHRR raw data transmitted in real time. Part. 1. HRPT images. *International Journal of Remote Sensing* 18 (8), 1743-1767.
- Gangoiti, G., L. Alonso, M. Maruri, M. Navazo y G. Pérez-Landa, 2002a: UHF radar detection and numerical simulation of an episode of foehn and lee waves over the northern coast of Iberia. *Journal of Applied Meteorology* 41, 230-240.
- Gangoiti, G., L. Alonso, M. Maruri, M. Navazo, A. Albizuri, G. Pérez-Landa, M. Matabuena, V. Valdenebro, M. Maruri, J.A. García y M.M Millán 2002b: Regional transport of pollutants over the Bay of Bizcay: analysis of an ozone episode under a blocking anticyclone in west-central Europe. *Atmospheric Environment* 36, 1349-1361.
- Pielke, R. A., W.R.Cotton, R.L. Walko, C.J. Tremback, W.A. Lyons, D. Grasso, M.E. Nicholls, M.D. Moran, D.A. Wesley, T.L. Lee and J.H. Copeland, 1992: A comprehensive meteorological modeling system -RAMS. *Meteorology and Atmospheric Physics* 49, 69-91.