

CB 1000617
R.-3273/F

Según 28/04/99

SERVICIO DE MODELIZACIÓN NUMÉRICA DEL TIEMPO	NOTA TÉCNICA Nº 58	Orig. 6/04/99
--	-----------------------	---------------

SERVICIO DE TELEDETECCIÓN	NOTA TÉCNICA SRS-SAT-21/04/99	Orig. 6/04/99
---------------------------------	----------------------------------	---------------

**ANÁLISIS DE LA TEMPERATURA DEL AGUA DEL MAR
EN EL MODELO HIRLAM OPERATIVO EN EL I.N.M.**



- 5 FEB 2002

AEMET-BIBLIOTECA



1000617

Beatriz Navascues Fernández-Vitorio
Pablo del Río Ladrón de Guevara
Pilar Fernández Álvarez

ANÁLISIS DE LA TEMPERATURA DEL AGUA
DEL MAR EN EL MODELO HIRLAM
OPERATIVO EN EL I.N.M.

* SRS - SAT - 21//04-99 *

SECCIÓN DE SATÉLITES
SERVICIO DE TELEDETECCIÓN
ABRIL-1999

Análisis de la temperatura del agua del mar en el modelo HIRLAM operativo en el INM

Beatriz Navascués, Pablo del Río
(Servicio de Modelización Numérica del Tiempo)

Pilar Fernández
(Servicio de Teledetección)

25 de Marzo de 1999

1 Introducción

La temperatura del agua del mar (TAM) es una variable que no tiene ecuación de evolución en el modelo HIRLAM, por lo que su valor permanece estacionario en el transcurso de la predicción. Es en cada ciclo de asimilación cuando se le asigna un nuevo valor. En la versión operativa en el INM del sistema HIRLAM, tanto en las pasadas a 0.5×0.5 , como las de 0.2×0.2 grados de resolución horizontal, el campo de TAM se obtiene a partir de unos datos climatológicos, por lo que da lugar a un campo suave, sin gradientes térmicos apreciables (solamente los bien establecidos climatológicamente, como las corrientes del Golfo y la de Canarias). Por supuesto, las anomalías anuales no se reflejan en dicho campo. Más aún, las oscilaciones día a día de la TAM, no contempladas en los campos climatológicos, conducen a su vez a variaciones diarias en los flujos superficiales de calor hacia la atmósfera.

La utilización de flujos superficiales realistas en el modelo de predicción es importante, no sólo para predecir unos valores de las variables cercanas al suelo más precisas, sino también por el papel que juegan los flujos superficiales de calor latente en los procesos de convección parametrizados en el modelo HIRLAM.

En las más recientes versiones del sistema HIRLAM, existe un análisis de la TAM, por correcciones sucesivas y basado en la utilización de observaciones convencionales, además del campo de TAM analizado en el Servicio Meteorológico americano, NMC. El impacto de dicho análisis en los pronósticos de situaciones convectivas del modelo HIRLAM en el Mediterráneo durante el otoño, ha sido estudiado desde hace algún tiempo en el Servicio de Modelización Numérica del Tiempo (*Navascués, 1997*).

La disponibilidad de los datos de TAM generados bajo McIDAS por el Servicio de Teledetección y estimados a partir de las radiancias detectadas en los canales del instrumento AVHRR a bordo de los satélites americanos de órbita polar, nos indujo a intentar asimilarlos en el modelo HIRLAM. La ventaja que presentan estos datos, aparte de la recepción local, es su elevada cobertura en las zonas marítimas cercanas a la Península Ibérica.

Sin embargo, la necesidad de un mejor control de calidad de las observaciones, entre otros motivos, nos llevó al desarrollo de un nuevo sistema de análisis de la TAM, basado en el

método de interpolación óptima (I.O.), e inspirado en el análisis de la TAM operativo en el NMC (*Reynolds 1994*). Aparte del trabajo de sintonización del producto generado inicialmente en el sistema McIdas, la introducción de los datos procedentes de satélite ha requerido el desarrollo de un preproceso al que hay que someter a los mismos, como paso previo a su utilización en el análisis.

Una vez preparado, se ha llevado a cabo una pasada paralela de un mes de duración para vigilar el comportamiento de este nuevo proceso, y comprobar su impacto en las predicciones. A la vista de los resultados obtenidos, el día 15 de Julio de 1998 se introdujo el análisis de la TAM en la cadena operativa de análisis y predicción del INM.

2 Descripción del método de análisis

El método de análisis utilizado para la asimilación de los datos de TAM en el INM es el de interpolación óptima (*Gandin 1963*). Dicho método es óptimo en el sentido que minimiza la varianza del error del análisis. Una descripción detallada del mismo se puede encontrar en *Daley (1991)*. En cada punto de rejilla i , el valor de una estimación o *first guess*, $f_B(r_i)$, es corregido por lo que se llama el incremento del análisis, $f_A(r_i) - f_B(r_i)$ construido a partir de las K observaciones disponibles, de tal forma que el valor analizado $f_A(r_i)$ es:

$$f_A(r_i) = f_B(r_i) + \sum_{k=1}^K W_{ik} [f_O(r_k) - f_B(r_k)]$$

Aquí, $f_O(r_k)$ es la observación en la posición r_k , y a $f_O(r_k) - f_B(r_k)$ es lo que se denomina incremento de observación o innovación. W_{ik} es el peso a *posteriori* de la observación k sobre el punto de rejilla i .

La imposición de mínimo a la varianza del error del análisis, conduce al siguiente algoritmo para la determinación de los pesos W_{ik} , expresado en forma matricial:

$$[\underline{B} + \underline{Q}]W_i = B_i$$

donde W_i es el vector columna cuyos K elementos son los pesos a *posteriori* sobre el punto de rejilla i , B_i es el vector columna cuyos K elementos, B_{ik} , son las covarianzas del error del *first guess* entre la estación r_k y el punto de rejilla r_i , \underline{B} y \underline{Q} son las matrices de covarianzas de los errores del *first guess* y de las observaciones respectivamente. Ambas son de dimensión $K \times K$, y sólo envuelven covarianzas entre posiciones de observaciones.

Multiplicando la expresión anterior por $[\underline{B} + \underline{Q}]^{-1}$,

$$W_i = [\underline{B} + \underline{Q}]^{-1}B_i$$

y

$$f_A(r_i) = f_B(r_i) + B_i^T [\underline{B} + \underline{Q}]^{-1} [f_O - f_B]$$

$[f_O - f_B]$ es el vector de innovación cuyos elementos son los incrementos de observación. $[\underline{B} + \underline{Q}]^{-1}[f_O - f_B]$ depende únicamente de las covarianzas de los errores del *first guess* y de las observaciones sólo entre las estaciones pero no depende de las posiciones de los puntos de la

rejilla. En consecuencia, una vez ha sido determinado su valor, el incremento del análisis puede ser producido en cualquier punto de rejilla r_i , multiplicando simplemente por el vector fila de las covarianzas de los errores del *first guess* y las estaciones B_i .

En el método de I.O. el error "mínimo" del análisis viene dado por la expresión:

$$E_A^2 = E_B^2 - B_i^T [B + Q]^{-1} B_i = E_B^2 - W_i^T B_i$$

es decir, la varianza del error de la estimación E_B^2 , ha sido reducida en el proceso del análisis por los pesos óptimos W_i^T escalados a la posición del punto de rejilla mediante la covarianza de los errores del *first guess* entre las estaciones y el punto de rejilla B_i . Sin embargo, estos pesos son óptimos sólo si las covarianzas B , Q y B_i son correctas. La inversión de la matriz $[B + Q]$ es computacionalmente muy costosa, por lo que suele reducirse la dimensión subdividiendo el área en lo que se llaman **cajas de análisis**, y utilizando para el análisis de los puntos de rejilla interiores sólo las observaciones contenidas en ella además de las más próximas de las cajas adyacentes. En el análisis de la TAM se hace uso de esta técnica.

El hecho de que el esquema de I.O. proporcione simultáneamente al valor analizado el error de la estimación, lo hace idóneo para efectuar un control de calidad de los datos basado en comparar el valor observado con el valor analizado utilizando el resto de las observaciones. Es importante destacar asimismo que el método de I.O. tiene en cuenta la disposición espacial del conjunto de observaciones. Esto representa una ventaja respecto al método de correcciones sucesivas en el cual el peso asignado a cada observación depende exclusivamente de su distancia al punto de rejilla, independientemente de la posición del resto de las observaciones.

2.1 First Guess

Debido a que la TAM no es una variable con ecuación de evolución en el modelo, no se puede hacer uso de una predicción a corto plazo como estimación o *first guess*. Como alternativa es posible utilizar un campo climatológico o bien un análisis anterior en el tiempo. La utilización de un campo climatológico no es conveniente en las situaciones de anomalías y, además, al ser promedios temporales, es necesario forzar mucho los valores de las observaciones para poder reflejar los cambios producidos en la superficie del mar en periodos de dos o tres días, así como para dar cabida a gradientes térmicos no presentes en la climatología. Por ello, se ha escogido utilizar como *first guess* el análisis previo, aunque para obligarle a que evolucione estacionalmente, dicho análisis es relajado ligeramente hacia su valor climatológico en cada ciclo de asimilación.

2.2 Observaciones utilizadas

Las observaciones convencionales que se utilizan en el análisis de la TAM son las contenidas en los informes SHIP emitidos por los barcos. Todas las observaciones de TAM de las últimas 24 horas son utilizadas en el análisis.

En la parte superior de la figura 1 se muestra la distribución de los informes SHIP que son utilizados por el modelo HIRLAM en un día de recepción normal. Como se observa, la cobertura no es uniforme, presentando un mínimo en el borde sur del área de integración del modelo.

El análisis también admite las temperaturas observadas por las boyas desplegadas en el Atlántico, pero en la práctica no son utilizadas ya que la codificación en BUFR que hace en la actualidad el preproceso del INM, genera valores de TAM erróneos, debido a un cambio en la clave DRIFTER que no fue introducida en su momento en los descodificadores. El número de boyas cuya información se recibe rutinariamente en el INM es del orden de 50 y, como se aprecia en la parte inferior de la figura 1, se encuentran situadas en la parte norte del océano Atlántico. Las observaciones de TAM estimadas a partir de las radiancias de satélite de órbita polar NOAA, recibidas y procesadas en el INM, constituyen la mayor fuente de información en las zonas despejadas bajo la cobertura del satélite (ver parte inferior de la figura 2). Sin embargo, la recepción local del satélite no cubre todo el dominio de integración del modelo, y además existen zonas nubosas de la recepción local de las que no es posible extraer la temperatura de la superficie del mar. También para cada hora del análisis son utilizadas las TAM estimadas en las últimas 24 horas.

Por tanto, se hace necesario utilizar otra información de cobertura global y constante que asegure una evolución correcta de la TAM en todas las áreas geográficas. Para ello, el campo de temperatura de la superficie del modelo del CEPPM (transmitido dentro de uno de los ficheros de las condiciones de contorno que utiliza el modelo HIRLAM) es convertido en pseudo-observaciones a distancias regulares de 2.5 grados de latitud en la dirección Y, y 2.5 grados de longitud en la dirección X, sobre aquellos puntos de rejilla en los que tanto la máscara mar-tierra de los modelos HIRLAM y CEPPM indican que representan zonas de mar abierto. La parte superior de la figura 2 muestra su distribución. Este campo que el modelo del CEPPM utiliza como TAM es en realidad el análisis que efectúa diariamente el NMC a 1 grado por 1 grado de resolución y que distribuye al CEPPM a 2.5 grados por 2.5 grados. Dicho análisis (Reynolds,) utiliza como campo de fondo el análisis del día precedente el cual corrige mediante I.O. con las temperaturas estimadas por satélite y las observadas en barcos y boyas durante los siete días precedentes al del análisis. El hecho de que el campo de temperatura del CEPPM contenga información de siete días hace complicada su convivencia en el análisis HIRLAM con observaciones de las últimas veinticuatro horas. Además, es de destacar la menor resolución espacial de las pseudo-observaciones generadas a partir del campo del CEPPM, si se compara con las TAM de recepción local y con las observaciones puntuales de los barcos. El elevado número de observaciones de satélite en la inmediaciones de la Península Ibérica, hace que sean éstas las que rijan los valores de la TAM en el análisis. Los algoritmos para extraer la TAM a partir de las radiancias AVHRR, con ser bastante estándar, pueden presentar diferencias de un centro a otro, al menos en los valores empíricos aplicados a ciertos parámetros, produciendo estimaciones de TAM diferentes. Para evitar una discontinuidad en zonas nubosas y en los límites de la cobertura de la recepción local, se ha procurado, en el proceso de calibración de los algoritmos para extraer la TAM en el INM, una sintonización con los valores del campo del CEPPM. El procedimiento es descrito en la sección que detalla cómo se deriva esta temperatura en el sistema SAIDAS.

Por otro lado, la renovación de la información es más frecuente en las zonas con buena cobertura local y/o observaciones *in situ* de barcos, ya que pertenece sólo a las últimas 24 horas. También en las zonas donde se dispone de datos locales procedentes de satélite, la mayor densidad espacial de observaciones permite analizar escalas espacio-temporales más pequeñas. Este hecho se pone de manifiesto en la figura 28, en la que se plotea la variabilidad de la TAM en periodos de siete días que se observa en diferentes puntos del área de integración del modelo por las

TAM derivadas localmente en el INM y por las pseudoobservaciones generadas a partir de los análisis del NMC. Dicha variabilidad se ha calculado cómo el promedio de las desviaciones estándar de la TAM en intervalos de siete días consecutivos. En dicha figura se aprecia que las TAM obtenidas en el INM tienen una variabilidad promedio de cerca de un grado Kelvin a lo largo de una semana, mientras que los datos analizados por el NMC presentan una variación muy inferior, de apenas unas décimas de grado. La figura muestra también que el estrecho de Gibraltar y la costa de Marruecos son zonas donde se registran las mayores variaciones.

2.3 Estadística de los errores del *first guess* y de las observaciones

Como se ha mencionado anteriormente en I.O. es sumamente importante la descripción de las covarianzas de los errores del *first guess* y de las observaciones. Así, la elección de la función de correlación, las varianzas de los errores del *first guess* y de las observaciones, determinan las propiedades de filtrado e interpolación llevados a cabo en el proceso del análisis por I.O.. Para ilustrarlas, tomemos el caso sencillo de una única observación en r_k :

Si suponemos homogeneidad de las varianzas y correlaciones, la covarianza de los errores del *first guess* entre los puntos i y k , B_{ik} , es:

$$B_{ik} = E_B^2 \rho(r_k - r_i)$$

$$[B + O]^{-1} = \frac{1}{E_B^2 + E_O^2}$$

$$f_A(r_i) = f_B(r_i) + \frac{E_B^2 \rho(r_k - r_i)}{E_B^2 + E_O^2} [f_O(r_k) - f_B(r_k)]$$

Donde $\rho(r_k - r_i)$ es la correlación de los errores del *first guess* entre la estación y el punto de rejilla i . $f_A(r_i)$ se suele expresar como:

$$f_A(r_i) = f_B(r_i) + \frac{\rho(r_k - r_i)}{1 + \frac{E_O^2}{E_B^2}} [f_O - f_B]$$

Si la observación se encuentra en el mismo punto de rejilla, $\rho(0) = 1$ Llamando $\varepsilon = \frac{E_O^2}{E_B^2}$ a la razón de los errores de las observaciones frente a los del *first guess*,

$$f_A(r_i) = f_B(r_i) + \frac{1}{1 + \varepsilon} [f_O - f_B]$$

$$E_A^2 = E_B^2 - \frac{1}{1 + \varepsilon} E_B^2$$

Como se aprecia, el esquema de I.O. filtra los incrementos de observación a través de ε . Cuando las observaciones son perfectas $\varepsilon = 0$ y el análisis revierte al valor observado, con error de estimación nulo. En el caso de $\varepsilon > 0$ el incremento del análisis (el valor analizado menos el valor del *first guess* en cada punto de rejilla) es inferior al incremento de observación, tanto más cuanto mayor sea ε . En el límite en $\varepsilon \gg 1$, el incremento del análisis tiende a cero. Cuando la observación se encuentra a una distancia r del punto de rejilla, el valor filtrado del incremento de observación se interpola a la posición del punto de rejilla a través de $\rho(r)$, aumentando a su vez el error de la estimación dado por E_A^2 , ya que $\rho(r) < 1$ para distancias no nulas.

2.3.1 Modelo de correlación de los errores del *first guess*

En el caso general de K observaciones en el dominio del análisis y con respecto a la covarianza de los errores del *first guess*, normalmente se trabaja con la hipótesis de homogeneidad, proponiendo un valor constante en toda el área para la desviación estándar y modelizando la correlación, también llamada función de estructura del análisis, con una dependencia decreciente en la distancia horizontal. La matriz a invertir en el esquema de I.O., simétrica y real, puede llegar a ser singular si esta dependencia en la distancia no es la adecuada. Los problemas de inversión no se presentan si el espectro de la función de correlación es a su vez una función decreciente y definida positiva. Ello asegura que la matriz $[B + Q]$ sea definida positiva, sus autovalores no nulos y por tanto invertible. Las funciones gaussianas cumplen este requisito, por lo que son frecuentemente utilizadas como funciones de estructura del análisis:

$$\rho(r) = e^{-\frac{r^2}{2L^2}}$$

donde L es la denominada longitud de escala. La densidad espectral de los errores del *first guess* viene dada por su transformada de Fourier $g(m)$:

$$g(m) = \frac{1}{L2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \rho(r) e^{imr} dr = \frac{1}{L\pi} \int_0^{\infty} \rho(r) \cos(mr) dr$$

$$\rho(r) = L \int_{-\infty}^{\infty} g(m) e^{-imr} dm = 2L \int_0^{\infty} g(m) \cos(mr) dm$$

En el caso de funciones de estructura gaussianas:

$$g(m) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{m^2 L^2}{2}}$$

Como $\rho(0) = 1$, la varianza de los errores del *first guess*, E_B^2 será,

$$E_B^2 = E_B^2 \rho(0) = E_B^2 2L \int_0^{\infty} g(m) dm$$

Por tanto $E_B^2 2L g(m) dm$ es la varianza del error del *first guess* en el intervalo espectral entre m y $m+dm$. Como $g(m)$ es una función decreciente en el número de onda m , la varianza del *first guess* correspondiente a los números de onda crecientes (es decir a las escalas más pequeñas) disminuye, revertiendo el valor analizado al *first guess* en las longitudes de onda más cortas. La forma de modelizar la dependencia en la distancia de ρ , así como E_B^2 y E_O^2 se basa en las estadísticas de los incrementos de observación generados a partir de una serie larga de eventos. Como en este caso el *first guess* es el propio análisis del ciclo anterior, se ha optado en una primera fase por utilizar como longitud de escala L, un valor similar al obtenido en las estadísticas de los errores del análisis global de TAM del NMC, aunque en una segunda fase será conveniente redefinirlas en base a la propia estadística de nuestros errores. En el análisis de TAM americano se distinguen dos longitudes de escala diferentes para las direcciones x e y: $L_x = 850km$ y $L_y = 600km$. En el análisis desarrollado en el INM se utiliza la misma longitud de escala en ambas direcciones $L = 800km$. La longitud de escala encontrada en la estadística de los errores del análisis americano es inferior a la que es posible obtener cuando se utilizan

las TAM derivadas de las radiancias del satélite recibidas localmente en el INM, ya que en el análisis diario del NMC se incluyen observaciones de siete días y además son promediadas para producir un único dato por cada grado de resolución. Por otro lado también hay que tener en cuenta que las estadísticas de los análisis americanos son globales. Así, para poder analizar escalas más pequeñas en las zonas de cobertura de la recepción local, la longitud de escala se ha reducido a 200km. Aun así, la resolución real del análisis la determina la densidad de observaciones, en concreto las estructuras definidas por los autovectores de las matrices de covarianzas de los errores del *first guess* y de las observaciones entre las observaciones \underline{B} y \underline{Q} . Por ello, disminuir la relación ε en las escalas más pequeñas sólo contribuirá a aumentar el error del análisis si la densidad de observaciones no es suficiente. Esto justifica la utilización de una longitud de escala (L u otra) en cada caja del análisis, dependiendo del número de observaciones presente en dicha caja.

2.3.2 Modelo de correlación de los errores de las observaciones

En el análisis de la TAM del cual estamos tratando, se ha tenido en cuenta otra característica importante como es la correlación entre los errores de observación de los datos de satélite. Para el resto de las observaciones, situadas en diferentes posiciones, la correlación se considera nula,

$$\rho_O(r_{ij}) = \delta_{ij}$$

siendo δ_{ij} la delta de Kronecker, que vale la unidad cuando $i = j$, y su valor es nulo en otro caso.

El modelo de correlación utilizado para los errores de las observaciones de satélite se ha escogido a semejanza del análisis del NMC: las observaciones se encuentran correlacionadas en un 50 por ciento mediante una función gaussiana de longitud de escala $L_O = 200km$. La covarianza del error de observación entre los datos de satélite locales queda representada por:

$$\rho_O(r_{ij})E_O^2 = 0.5E_O^2(e^{-r^2/2L_O^2} + \delta_{ij})$$

Cuando se introduce la correlación entre observaciones, el método de I.O. se ve afectado tanto en la respuesta espectral de los pesos de las observaciones como en el error del análisis. En particular, el filtrado que se produce en el análisis depende de la relación entre las longitudes de escala características de los errores del *first guess*, L_B , y de las observaciones L_O . Así, para $L_O < L_B$, la respuesta espectral de los pesos continúa actuando, como en el caso no correlacionado, como un filtro de paso bajo de los incrementos de observación. Es decir, solo las escalas más largas de los incrementos de observación corregirán al *first guess*, disminuyendo las correcciones progresivamente en las escalas más pequeñas. El error del análisis, es por tanto inferior al del *first guess* en las escalas más grandes y en las escalas más pequeñas se considera, al igual que el del *first guess*, prácticamente nulo.

Cuando las longitudes características se igualan $L_O = L_B$, (caso en que los errores de observación se encuentran totalmente correlacionados), y la matriz de covarianza $\underline{Q} = \varepsilon \underline{B}$, los pesos ya no actúan selectivamente en el espacio espectral filtrándose todas las escalas en la misma medida, $\frac{1}{1+\varepsilon}$. En el análisis de la TAM puesto en operación en el INM a semejanza del análisis del NMC, la correlación de los errores de observación es entonces:

$$\underline{Q} = 0.5(\varepsilon \underline{B} + E_O^2 \underline{I})$$

El método de I.O. en este caso se comporta como un filtro selectivo paso bajo pero con una frecuencia de corte superior a la correspondiente al caso de observaciones cuyos errores no están correlacionados. Es decir los pesos de los incrementos de observación en las distintas escalas presentan un valor intermedio entre el caso no correlacionado y el caso totalmente correlacionado.

En el análisis puesto en operación en el INM, $L_O < L_B$ en las cajas del análisis con densidad pequeña de observaciones, en las que únicamente se encuentran las pseudo-observaciones procedentes del análisis del NMC cada dos grados en las direcciones X e Y, los datos de los barcos y alguna observación esporádica procedente de la recepción local de satélite.

En las cajas del análisis en las que se detecta una densidad alta de observaciones, debida a la presencia de datos procedentes de la recepción local de los satélites NOAA, L_B se reduce y $L_O = L_B$. Todas las escalas que la densidad de observaciones es capaz de resolver están determinadas por los autovectores de las matrices \underline{B} y \underline{Q} , que son comunes ya que las matrices O y B conmutan. Ya que las matrices de covarianza son simétricas, sus autovectores son ortogonales. Podemos expresar los incrementos de observación como una combinación lineal de dichos autovectores. Las proyecciones de los incrementos de observación en los autovectores de las matrices \underline{B} y \underline{Q} , son entonces filtrados selectivamente de acuerdo con el valor de los autovalores de \underline{B} y \underline{Q} . Sea \underline{u}_i un autovector común a \underline{B} y \underline{Q} . λ_i^B es el autovalor de \underline{B} correspondiente a dicho autovector. λ_i^Q es el autovalor de \underline{Q} correspondiente a dicho autovector. El peso α , correspondiente a la proyección del incremento de observación en \underline{u}_i , será:

$$\alpha \underline{u}_i = \underline{B}(\underline{Q} + \underline{B})^{-1} \underline{u}_i = \frac{\lambda_i^B}{\lambda_i^Q + \lambda_i^B} \underline{u}_i$$

$$\underline{Q} \underline{u}_i = \lambda_i^Q \underline{u}_i$$

$$\underline{Q} \underline{u}_i = 0.5(\varepsilon \underline{B} + E_O^2 \underline{I}) \underline{u}_i = 0.5(\varepsilon \lambda_i^B + E_O^2) \underline{u}_i$$

$$\alpha = \frac{1}{1 + 0.5(\varepsilon + \frac{E_O^2}{\lambda_i^B})}$$

En la figura 3 se muestran las propiedades de filtrado de las proyecciones en los autovectores de \underline{B} , para los casos en los que los errores de las observaciones no están correlacionados, ($\underline{Q} = E_O^2 \underline{I}$), están totalmente correlacionados, ($\underline{Q} = \varepsilon \underline{B}$), y el modelo utilizado en el análisis operativo en el INM en zonas con cobertura local de satélite con errores correlacionados en un cincuenta por ciento ($\underline{Q} = 0.5(\varepsilon \underline{B} + E_O^2 \underline{I})$). Los autovalores de \underline{B} representan la varianza de los errores del *first guess* en la estructura definida por el correspondiente autovector. Los autovalores mayores corresponden a las estructuras de mayor escala. En dicha figura se aprecia como las escalas más pequeñas son las más filtradas, excepto en el caso totalmente correlacionado. El caso parcialmente correlacionado otorga más peso que el no correlacionado a las estructuras de los incrementos del análisis con $\lambda < 1$, que son las que caracterizan a los gradientes entre las observaciones. Sin embargo, las que responden a la suma de incrementos en los diferentes puntos de observación (aquellos autovectores con $\lambda > 1$), son más filtradas cuando los errores de observación están correlacionados.

2.3.3 Varianzas de los errores del *first guess* y de las observaciones

Como se ha explicado con anterioridad, el valor asignado a ε , es decir la razón entre los errores de las observaciones a los del *first guess* es el parámetro que cuantifica la magnitud del filtrado que se produce en el análisis. Para determinar su valor se utiliza la estadística de la diferencias entre los valores del *first guess* y las observaciones, como se detalla en la descripción del análisis de temperatura y la humedad relativa a 2 metros (Navascués 1997). Al igual que para la elección de la longitud de escala, como aún no se dispone de una serie larga de tales diferencias, se ha optado en una primera fase por utilizar los mismos valores empleados en el análisis del NMC. Dichos valores son $\varepsilon = 1$ para todos los datos, excepto para las observaciones efectuadas en los barcos en que dicho valor se incrementa para dar cuenta del mayor error de esta fuente de información.

En una segunda fase será necesario calcular el valor de este parámetro en base a nuestras estadísticas. En especial, parece especialmente relevante en las estaciones más cálidas distinguir en los datos procedentes de la recepción local si la observación se produjo durante el día o por la noche. Ello es así porque la temperatura de la superficie del mar experimenta un ciclo diurno cuya amplitud, según se ha observado en el océano Pacífico, parece estar relacionada con la velocidad del viento, pudiendo alcanzar el orden de 1-2K (Wick, 1998). Ya que el campo de TAM que utiliza el modelo HIRLAM a lo largo de las 48 horas de predicción se mantiene estacionario, es necesario filtrar este ciclo, asignando un mayor error de representatividad a los datos diurnos.

2.3.4 Anisotropía en las cercanías de la costa

Al igual que en el análisis de temperatura a 2m y humedad relativa a 2m, el antiguo análisis HIRLAM de TAM por correcciones sucesivas consideraba como elemento de anisotropía la distancia a la costa. Ello se hacía clasificando, tanto los puntos de rejilla como las observaciones, de acuerdo con su fracción de tierra: mar abierto, costero, interior costero e interior. En los pesos especificados *a priori* como funciones de la distancia, un factor multiplicativo disminuía el peso si la observación y el punto de rejilla pertenecían a distintas clases, (Navascués, 1996). En el nuevo análisis por I.O. esta anisotropía se ha introducido en la función de estructura, de modo análogo al análisis de las variables cercanas al suelo (T2m y HR2m), (Navascués, 1997). Así, la función de estructura se modifica en un factor que depende de la diferencia en la fracción de tierra de los puntos i y j , de tal forma que la correlación disminuye cuando los puntos no son de la misma clase.

2.4 Controles de calidad

Uno de las etapas más importantes en cualquier análisis objetivo es la toma de decisiones en los sucesivos controles de calidad a que son sometidos los datos. En el análisis de la TAM, los errores de cada tipo de observación tienen normalmente una causa diferente. Así, los barcos, aparte de los errores cometidos en la transmisión de su posición, suelen medir la temperatura a una profundidad mayor que la capa superficial estimada por los satélites, siendo por ello excesivamente fría. Las temperaturas extraídas a partir de las radiancias AVHRR presentan el problema de la contaminación nubosa y la presencia de aerosoles que enmascaran la temperatura

real de la superficie del mar. Los problemas de las pseudo-observaciones estan ligados a su menor resolución espacial y temporal en las cercanías de las otras fuentes de datos.

El primer chequeo a que se someten los datos de satélite locales es la comparación con los próximos dentro de un cuadrado de un grado por un grado. Las temperaturas que son más frías que el promedio menos una vez y media la desviación estándar son rechazadas, ya que se consideran erróneas debido a una mala descontaminación nubosa. Con este procedimiento se suelen identificar zonas de cirros no reconocidas en los algoritmos de identificación nubosa. El problema más importante surge con los datos de TAM derivados en las zonas oceánicas donde predominan los estratocúmulos, los cuales tienen una temperatura muy próxima a la de la superficie del mar y ocupan grandes áreas bastante homogéneas. Esto da lugar a que por la noche, los algoritmos de identificación nubosa basados en el uso de los canales AVHRR no los detecten y tomen la temperatura de los estratocúmulos como si fuera la del agua del mar. En el apartado que describe el procedimiento instalado en el sistema SAIDAS para la generación de los datos de TAM a partir de la recepción local, se detallan este tipo de problemas y la solución adoptada para solucionarlos.

Los modelos actualmente operativos en el INM tienen una resolución horizontal de 0.5 y 0.2 grados. Las temperaturas extraídas localmente tienen una resolución de 9km. Por tanto, el primer error es debido a la representatividad. Además, en el método de I.O., para asignar los pesos a las distintas observaciones, es necesario resolver un sistema de ecuaciones cuyos coeficientes son las covarianzas de los errores entre las observaciones. Dichas covarianzas, al ser funciones de la distancia, hacen que la matriz a invertir para resolver el sistema sea singular si se encuentran muy próximas entre sí las observaciones. En I.O. un conjunto de K observaciones co-localizadas es equivalente a una única observación cuyo valor es el promedio de las K observaciones y su error es igual a la inversa de la suma del inverso de los errores individuales. Para solventar el problema de la singularidad de la matriz de covarianzas, las observaciones a su resolución original se agrupan cada 0.5 grados y se reemplazan por una única observación promedio de ellas, que se denomina superobservación.

Dentro del módulo del análisis todas las observaciones son sometidas a dos chequeos sucesivos: primero se calcula la desviación del valor observado respecto del *first guess* y su cuadrado se normaliza con la suma de las varianzas de los errores del *first guess* y de las observaciones; si esta desviación normalizada excede un límite prefijado, la observación se descarta, asignándole un *flag*.

El esquema de I.O. presenta la ventaja de llevar a cabo un control de calidad frente a vecinos. Además, la I.O. "ve" la distribución de las observaciones, y por tanto el peso a *posteriori* de cada una de las observaciones depende, no sólo de la distancia al punto donde se desea el valor analizado, sino de la densidad y la distribución del resto de las observaciones.

Por tanto, en una segunda etapa del control de calidad, se procede a la comparación de cada una de los datos que superaron el chequeo frente al *first guess*, con el valor analizado utilizando el resto de las observaciones. El valor de normalización en este caso es el error del análisis, cuyo valor depende de la densidad de observaciones en las proximidades. En esta etapa, dos límites generan tres grupos de observaciones: correctas, probablemente correctas e incorrectas. Sólo los dos primeros grupos serán utilizados para corregir el valor del *first guess* en los puntos de rejilla.

3 Temperaturas de la Superficie del Mar obtenidas a partir de datos AVHRR

Las radiancias detectadas por el instrumento AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) a bordo de los satélites de la serie TIROS-NOAA son recibidas diariamente en el INM. Dos satélites de esta serie se encuentran en operación actualmente: NOAA-12 y NOAA-14, en órbita polar heliosíncrona lo que da lugar a cuatro pasadas, centradas aproximadamente a las 3 de la mañana y 3 de la tarde para el NOAA-14 y a las 7 de la mañana y 7 de la tarde para el NOAA-12. Cada línea barrida contiene 2048 pixels con una resolución de 1.1 km en la traza subsatélite y cada imagen contiene tantas líneas como se puedan barrer durante el tiempo que el satélite se encuentra por encima del horizonte de la estación, lo que oscila entre 4000 líneas para órbitas cercanas a la península y unas 1000 las más alejadas. Con este esquema se reciben diariamente entre dos y tres pasadas cada 101 minutos por cada satélite cuatro veces al día alrededor de las horas indicadas. La Figura 29 muestra las órbitas de ambos satélites para un día determinado.

Las imágenes AVHRR contienen información de las cinco bandas espectrales siguientes:

- Banda 1: $0.63\mu\text{m}$ (VIS)
- Banda 2: $0.91\mu\text{m}$ (VIS)
- Banda 3: $3.7\mu\text{m}$ (IR)
- Banda 4: $11.0\mu\text{m}$ (IR)
- Banda 5: $12.0\mu\text{m}$ (IR)

Cualquier sensor IR instalado en un satélite meteorológico da una medida de la temperatura de cuerpo negro del objeto que observa. La primera cuestión que se plantea es que la radiación emitida por la superficie del mar corresponde a las capas de moléculas de agua más cercanas a dicha superficie, lo que da un espesor de agua inferior a 0.1 mm. (Robinson, 1985) y su validez dependerá de la capacidad de interpretarla en términos de la temperatura termodinámica medida en un espesor del orden del metro, cercano a la superficie. Por otra parte, la temperatura de un cuerpo medida desde el satélite depende de su emisividad (que mide lo cercano que está el cuerpo emisor al cuerpo negro) y de su reflectividad, así como de la contribución de la atmósfera para dicha banda. Una corrección optimizada debería incluir, por tanto, el conocimiento del perfil térmico de la atmósfera y la distribución vertical de la transmitancia para cada punto observado, pues así, se podrían medir las diversas contribuciones a la radiancia total, las cuales se citan a continuación:

- radiancia emitida por la superficie
- radiancia emitida por la atmósfera hacia arriba
- radiancia emitida por la atmósfera hacia abajo y reflejada.

Dado que la emisividad de la superficie del mar es casi la unidad y bastante uniforme, se pueden rechazar sus efectos, pero esto, como acabamos de ver, deja bastante parte del problema sin resolver, es decir, el problema de la radiancia efectiva que alcanza al sensor. Es por eso que se rechaza la solución teórica por ser poco operativa y se acude a una solución empírica mediante el procedimiento denominado Split Window o Ventana Dividida. Este procedimiento se basa en la suposición de que la atenuación atmosférica debida al vapor de agua y a los aerosoles para el canal infrarrojo (IR) más transparente (el canal 4) es proporcional a la diferencia entre las medidas obtenidas por dos canales próximos en el espectro (canales 4 y 5). Una buena aproximación a la temperatura termodinámica del agua del mar sería:

$$SST = T4 + k * (T4 - T5)$$

Para poder comparar con datos obtenidos a partir de observaciones convencionales cuya medida corresponde a un espesor de 1 metro, es necesario añadir una constante a esta ecuación tal que:

$$SST = T4 + k * (T4 - T5) + c$$

Los coeficientes se calculan, mediante regresión, con datos de barcos y boyas seleccionados. A esta expresión conviene añadir un término que corrige la diferencia de ángulo de visión del satélite y por tanto el camino óptico, ya que entre la traza subsatélite y los puntos extremos de la misma existe un ángulo de alrededor de 60 grados. El resultado final es:

$$SST = 3 * T4 - 2 * T5 - 271.66 + 2 * (secZ - 1)$$

Previo a la utilización de este algoritmo es necesario someter a cada imagen a un proceso de descontaminación nubosa, producto de amplio uso creado para este tipo de imágenes por la Sección de Satélites del INM en base a los resultados presentados por Saunders y Kriebel, 1988, así como la aplicación de una máscara de tierra de alta resolución (30" de grado por pixel). El producto obtenido para cada imagen AVHRR TIROS-NOAA está así compuesto por datos TAM, una máscara de tierra y ceros que corresponden a las nubes. Una vez obtenido, la imagen resultante es proyectada a proyección Polar Estereográfica y combinada con todas las pasadas del mismo día con el fin de suplir buena parte de los datos nubosos. Mediante este procedimiento, el dato resultante para cada pixel no nuboso es el TAM máximo diario, con una resolución de 9.9 km por pixel.

Para poder ser asimilados estos datos por el modelo HIRLAM y poder rellenar las lagunas producidas por la cobertura nubosa con datos procedentes del modelo CEPPM, fue necesario comparar estadísticamente ambos valores TAM. Como ya hemos dicho en la sección 2.2, los datos TAM del modelo del CEPPM se basan en el campo global TAM generado a partir de datos AVHRR por el NMC y nos llegan al INM en forma de grid denominado STL1 (Surface Temperature Level 1), pues incluye además datos de tierra. En la Figura 30 se pueden observar las diferencias entre ambos campos para un día determinado.

También se puede observar en ella una mejor definición de los datos cercanos a las costas así como calentamientos y enfriamientos locales que desaparecen en los datos del modelo CEPPM debido tanto a su peor resolución como al promediado semanal de los datos de origen. Por otra parte, se observan cortes en las isotermas de trazo continuo debido a la presencia de nubes. Parece por tanto razonable aprovechar las ventajas que supone la combinación de ambos campos para ser asimilados en HIRLAM.

El análisis de los datos se efectuó mediante listados mensuales con el fin de comparar el dato TAM obtenido para todas las pasadas del satélite con el del punto de grid correspondiente del modelo numérico. Sus resultados se muestran a continuación:

Comparación con análisis NMC		
Mes	Error sistemático	Desviación estándar
Marzo	0.05	1.04
Abril	-0.17	0.86
Mayo	0.04	1.01
Junio	0.00	1.07
Julio	-0.06	1.20
Agosto	-0.46	1.14
Septiembre	-0.64	1.08
Octubre	-0.55	0.80
Noviembre	-0.58	0.97
Total	-0.31	1.07

La posibilidad de que existiesen diferencias entre datos TAM diurnos y nocturnos se comprobó mediante listados mensuales correspondientes a los meses de Abril, Mayo y Junio de 1998. Hay que señalar que el número de datos diurnos no coincide con el número de datos nocturnos debido a las áreas nubosas que han sido eliminadas. La comparación se realiza, por tanto, entre los puntos de grid con datos TAM eliminando en cada caso los que corresponden a nube. Los resultados de comparar los datos TAM de día y de noche fueron los siguientes:

Comparación datos locales diurnos frente nocturnos		
Mes	Error sistemático	Desviación estándar
Abril	-0.02	0.92
Mayo	0.11	0.88
Junio	0.19	0.9

Comparación datos locales diurnos frente análisis NMC		
Mes	Error sistemático	desviación estándar
Abril	-0.11	0.76
Mayo	0.24	1.11
Junio	0.13	1.11

Comparación datos locales nocturnos frente análisis NMC		
Mes	Error sistemático	Desviación estándar
Abril	0.13	0.56
Mayo	0.13	0.89
Junio	-0.63	0.94

No se aprecian diferencias sustanciales entre ambas series de datos, por lo que se consideran válidas todas las pasadas del satélite. El acuerdo entre los datos de recepción local y el análisis del NMC es por tanto del orden de un grado. Si se tiene en cuenta que en el análisis del NMC se introducen todos los datos de satélite de una semana, es posible explicar la diferencia

observada como debida, tanto a la diferencia en los algoritmos de obtención de TAM a partir de las temperaturas de brillo en el NMC y en el INM, como a la variabilidad de la temperatura del agua del mar en periodos de una semana, e incluso a su ciclo diurno (ver las discrepancias de los datos diurno/nocturno en el INM).

Asimismo se hizo un control durante el mes de Noviembre de 1998 para ver si existían diferencias entre los dos satélites en operación, NOAA-12 y NOAA-14, al aplicar a ambos el mismo algoritmo TAM, obteniéndose los siguientes resultados:

Comparación datos locales NOAA-12 frente NOAA-14		
Mes	Error sistemático	Desviación estándar
Noviembre	-0.04	0.07

El resultado da valores ligeramente mas fríos para el NOAA- 12 que para el NOAA-14, lo que puede ser debido al ciclo diurno, ya que una de las pasadas del NOAA-14 sucede después del mediodía.

La presencia de datos erróneos en el producto TAM AVHRR se debe fundamentalmente a deficiencias locales en la descontaminación nubosa. Los algoritmos de descontaminación nubosa se basan en combinaciones de los cinco canales AVHRR que son comparados con ciertos umbrales obtenidos empíricamente (Saunders y Kriebel, 1988). En función del ángulo zenital del sol, las imágenes o parte de ellas se clasifican en noche, penumbra y día. De noche se utilizan los tres canales infrarrojos teniendo en cuenta que la contribución del visible en el canal 3 es nula. De día se utilizan los dos canales visibles 1 y 2 y los dos canales infrarrojos 4 y 5. Las situaciones anómalas detectadas son las siguientes:

- Al no existir en los puntos en penumbra información de los canales visibles ni ser posible utilizar el canal 3 por la distorsión que produce la pequeña contribución de su parte visible, la descontaminación de ciertos tipos de nubes como son los estratos y estratocúmulos en el Atlántico, cuyas temperaturas radiométricas son muy cercanas a los valores del entorno despejado, impide su adecuada descontaminación dando lugar a valores TAM inferiores a los debidos. Esto es particularmente grave en los equinoccios, en los que las imágenes del satélite NOAA-12 se encuentran en su mayor parte en zonas donde el ángulo zenital del sol se encuentra entre los límites definidos como penumbra. También durante la noche, las nubes citadas se encuentran frecuentemente mal descontaminadas, debido al ruido que presentan las imágenes del canal 3.
- La presencia de aerosoles procedentes del desierto también da lugar a valores TAM por debajo de sus valores reales, pues no existe un medio radiométrico de ser detectados.
- De forma más puntual existen, tanto de día como de noche, problemas en la localización de cirros transparentes (siempre con menor incidencia pues suelen aparecer frecuentemente acompañados de nubes más bajas).

4 Uso de la temperatura del agua del mar en el modelo HIRLAM

A continuación, se describe de forma muy simplificada la interacción directa de la TAM con las variables que describen el estado atmosférico cuya evolución dirige el modelo HIRLAM. Es útil

conocerlo para comprender mejor los resultados del experimento de validación que se ha llevado a cabo. En *Kallen (1996)* se encuentra una descripción más detallada del modelo HIRLAM. El valor de la TAM se introduce en el modelo de predicción a través de las parametrizaciones de los procesos físicos, en forma de flujos energéticos superficiales sobre mar. Ello quiere decir que tendrá un papel relevante cuando en las tendencias de las variables que definen los sucesivos estados atmosféricos, los términos parametrizados en los que interviene sean importantes con respecto a los forzamientos dinámicos.

También hay que destacar que, debido a que la temperatura del agua del mar se mantiene estacionaria en el transcurso de la integración, los flujos superficiales sobre el mar constituyen una fuente de energía inagotable para el modelo. En concreto, los flujos superficiales se utilizan en las parametrizaciones de los procesos de convección y de turbulencia.

El actual esquema de convección en el modelo HIRLAM operativo en el INM es de tipo *Kuo(1974)*. Una de las hipótesis básicas de dicho esquema es que la convección que ocurre en capas profundas con estratificación inestable se mantiene por el aporte de humedad, I , debido a la convergencia del flujo de humedad a gran escala más la evaporación superficial. Es decir,

$$I = - \int_0^{p_0} \frac{1}{g} \nabla(\mathbf{V}q) dp + E_s$$

donde, el segundo término, E_s , es el flujo turbulento de humedad en la superficie:

$$E_s = \rho_s (w' q')_s$$

Parte de este aporte de humedad se condensa en su ascenso generando agua de nube y precipitación que libera calor latente y produce un calentamiento total de la columna. La parte restante que no condensa es dedicada a humedecer la columna.

La parametrización de la turbulencia que utiliza la versión HIRLAM operativa (*Louis, 1979*) supone que los flujos turbulentos son proporcionales a los gradientes verticales de momento, calor y humedad. La contribución a la tendencia de una variable (por ejemplo la humedad específica) en un nivel dado procedente de los procesos turbulentos es:

$$\left[\frac{\partial q}{\partial t} \right]_{turb} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (\rho (w' q'))$$

Los flujos superficiales $(w' q')_s$, constituyen, por tanto, las condiciones de contorno inferiores del esquema de turbulencia.

El cálculo de los flujos superficiales está basado en la teoría de la similaridad de la capa superficial de Monin Obukhov. Los flujos son constantes en la capa superficial, siendo proporcionales al gradiente de la variable, expresado como su variación vertical entre el suelo y el nivel del modelo más cercano, $nlev$. En el caso del flujo superficial de humedad:

$$(w' q')_s = C_Q V (q_{nlev} - q_s)$$

La humedad específica sobre la superficie del mar se supone la saturante a su temperatura. El factor C_Q , llamado coeficiente de *drag*, toma distintas formas funcionales en los casos estable e

inestable. Es asimismo funcionalmente diferente para los distintos flujos. Depende de la estabilidad estática, expresada en la forma del número de Richardson, Ri , y del llamado parámetro de rugosidad, z_0 .

En el caso de flujo de calor sensible, la variable cuyo flujo se transporta es la energía estática seca, s , en vez de la temperatura, por ser conservativa en movimientos adiabáticos. Esta energía se define como:

$$s = C_p T + gz$$

El parámetro de rugosidad en el caso del flujo de momento está relacionado con las inhomogeneidades de la superficie de pequeña escala que determinan el llamado "drag" superficial. Para variables escalares (flujos de calor y humedad), esta resistencia al flujo no tiene equivalente. Ello implica que, en general, z_0 es diferente para los flujos de momento y de calor sensible y latente. Es importante destacar que la especificación de z_0 es un aspecto importante de la parametrización, ya que en gran medida determina el valor de los flujos superficiales. Sin embargo el modelo HIRLAM operativo considera el mismo valor de z_0 para los flujos de momento, calor y humedad. Sobre la superficie del mar, su valor se calcula en función de la velocidad del viento con ayuda de la fórmula de Charnock:

$$z_{0M} = z_{0Q} = z_{0H} = \text{Max}\left(0.32 \frac{v^2}{g}, 1.510^{-5} m\right)$$

Como se aprecia, en los casos de vientos muy débiles z_0 toma su valor mínimo, lo cual implica unos flujos superficiales muy pequeños. Esto es especialmente erróneo en el caso de los flujos de humedad y calor, en los que bajo dichos regímenes es posible la convección libre. En estas circunstancias el modelo puede llegar a ser casi indiferente al valor asignado a la TAM.

5 Experimentos de validación: pasada paralela

Una vez introducidas en el código del análisis de parámetros de superficie del sistema HIRLAM las modificaciones necesarias para llevar a cabo el análisis de la TAM, y sintonizados los parámetros ajustables del análisis, se procedió a efectuar una pasada paralela a la operativa con el fin de validar el impacto del análisis de la TAM en las predicciones del modelo HIRLAM/INM.

5.1 Diseño del experimento

El problema principal con que nos encontramos a la hora de diseñar una pasada paralela a la operativa era la escasez de espacio en los discos magnéticos del ordenador Cray. Por este motivo, se tomó la decisión de integrar hasta 48 horas solamente una de las pasadas, la de 00Z. Las demás (06, 12 y 18Z) se paraban una vez obtenido el fichero con la predicción correspondiente a 6 horas, para ser utilizado como *first guess* para la pasada siguiente.

Con el fin de asegurarnos que esta pasada paralela iba a ser idéntica a la operativa, salvo en lo concerniente al análisis de la TAM, se copiaron todos los ejecutables de la pasada operativa, así como los ficheros climatológicos y todos aquellos ficheros que eran necesarios para llevar a cabo el experimento.

Todas las mañanas, a las 4 horas y 10 minutos, mediante un *crontab* se lanzaba desde la estación de trabajo **mistral** el programa **ftp.sst**, el cual tomaba del espacio temporal **/tmp/sst** de la estación de trabajo **monzon**, el fichero que contenía los datos con la temperatura del agua del mar (depositado allí por Pilar Fernández, del Servicio de Teledetección, al menos una hora antes) y lo enviaba a los discos del ordenador Cray.

Veinte minutos más tarde, también mediante un *crontab*, era lanzado un programa en la estación de trabajo **mistral**, el cual lanzaba a su vez, mediante NQE, el programa **Exec_sst**, a las colas de usuarios del ordenador Cray.

Con el fin de no lanzar cuatro veces al día la pasada paralela (para minimizar las probabilidades de fallo) y de aprovechar al máximo los recursos disponibles (tanto del espacio en disco como de la potencia de cálculo del ordenador), se estimó conveniente implementar el siguiente montaje: se dividió el experimento en dos, llamados SS1 y SS2. El primer experimento, lanzado a las 4 horas y 30 minutos (en una hora valle de uso del ordenador) de cada día, iniciaba la integración de las cuatro pasadas de 00, 06, 12 y 18Z del día anterior, hasta un alcance de H+6 y el segundo experimento, una vez terminado bien el anterior, lanzaba la integración de la pasada de 00Z del día de la fecha, hasta un alcance de H+48 horas. Esto se hizo así, ya que al no disponer de una gran cantidad de espacio en disco, no podíamos implementar en paralelo el montaje del **refresco de las condiciones de contorno** que tiene montado la pasada operativa, consiguiendo simularlo de esta forma a menor coste, ya que en el experimento SS1, para las pasadas de 00 y 06, se utilizaban las condiciones de contorno procedentes del modelo del CEPPM de la pasada de 00Z de ese día y para las pasadas de 12 y 18Z se utilizaban las de la pasada de 12Z. Para la pasada de 00Z del día de la fecha (experimento SS2), se utilizaban de condiciones de contorno las predicciones del modelo del CEPPM de la pasada de 12Z del día anterior, pero utilizando de campo previo el alcance H+6 de la pasada de 18Z del experimento SS1, la cual se había hecho con las condiciones de contorno más recientes. Cuando el experimento se lanzaba al día siguiente, como se hacía para una fecha anterior, ya habían llegado al INM las condiciones de contorno adecuadas, por lo que se podía **refrescar** así cada **first guess** sin necesidad de hacer el montaje correspondiente.

5.1.1 Árbol de llamadas de la pasada paralela

El programa **Exec_sst**, lanzaba a la cola de trabajos **media** del ordenador Cray el programa **Pasada_sst**. Este programa, a su vez, lanzaba otros programas tales como:

- **Fechas**: Calculaba todas las fechas que se iban a necesitar, a partir de una fecha dada como inicio
- **Erase_all**: Su misión era borrar todos aquellos ficheros procedentes de anteriores ejecuciones del programa que no fuesen necesarios, para poder disponer del mayor espacio posible en los discos magnéticos del ordenador y que no abortase la integración.
- **Integr_all**: Este programa era lanzado cuatro veces (para valores de la hora de 00, 06, 12 y 18, con fecha de ayer). Cuando la hora era 00 o 12, lanzaba el programa **Hlco** con el fin copiar de los directorios de explotación las condiciones de contorno adecuadas, las cuales eran posteriormente interpoladas. Otra misión de este programa era la de comprobar la existencia de cada fichero de observaciones. Por último, lanzaba el programa **Control_all**.

- **Control_all**: Controlaba que se fueran generando los ficheros necesarios, para colocarlos en el directorio correspondiente para almacenamiento y verificación, abortando la ejecución en el supuesto de que no se hubiese generado uno de los ficheros esperado durante un tiempo prudencial. También, borraba algún fichero de los que se van generando para dejar espacio para la integración de la hora siguiente.
- **Compile**: Programa de control de existencia de los módulos ejecutables necesarios para el análisis de la temperatura del agua del mar. Si no existen, los genera a partir de los fuentes.
- **Integr_00**: Desencadenaba la pasada de 00Z del día de hoy. Controlaba la existencia de los ficheros necesarios (el de observaciones, el *first guess* y el de temperaturas del agua del mar) y lanzaba el programa **Control_00** (con las mismas funciones que el programa **Control_all**, pero para la pasada de 00Z).

5.1.2 Otras acciones encaminadas al aprovechamiento del espacio

Con el fin de no ocupar excesivo espacio, se hizo un *link* entre los directorios `/utmp/pns/SS1` y `/utmp/pns/SS2`, con lo que ambos experimentos tenían los mismos ejecutables (como ya hemos dicho anteriormente, estos ejecutables, con el fin de asegurarnos de que nuestro experimento era idéntico a la pasada operativa, salvo el análisis de TAM, fueron copiados del la propia pasada operativa; así se evitaba algún posible error en la elección de la versión del modelo seleccionada para nuestro experimento).

También se hizo un *link* entre los directorios `$TEMP/hirlam/SS2` y `$TEMP/hirlam/SS1`, por lo que compartían los ficheros climatológicos, fc, etc.

Además de estos programas, fué necesario modificar programas Unix del sistema HIRLAM, con el fin de llevar a cabo el análisis de la TAM. Estos programas fueron: **Analyse**, **Span**, **SurfAna** y **PseudoSST**. También se desarrolló uno nuevo, **Sst**, el cual es lanzado por **Analyse** y lanza a su vez **Span** y **SurfAna**.

Con el fin de separar el código del análisis TAM del código del modelo, se creó un directorio con todos los programas fuentes de este análisis, escritos en lenguaje Fortran.

5.2 Verificación frente a observaciones

La pasada paralela con TAM analizada estuvo funcionando desde el día 23 de Mayo hasta el 30 de Junio de 1998.

A pesar de las precauciones tomadas a la hora de optimizar el experimento y no utilizar demasiado espacio en disco, debido a un incremento en la utilización del ordenador por parte del personal del Servicio de Modelización Numérica del Tiempo, hubo problemas en días muy determinados, con lo que se rompió la serie de 38 días. Sin embargo, se pudieron obtener dos series continuas bien diferenciadas: desde el 24 de Mayo al 2 de Junio, y desde el 6 al 16 de Junio.

Aunque hubiera sido interesante almacenar las predicciones y análisis correspondientes a la pasada experimental con análisis de la TAM, por problemas de espacio no se pudo llevar a cabo. No obstante sí se dispone de la salida gráfica de ciertos campos a distintos alcances en soporte de papel. En los mapas obtenidos para la pasada operativa y la experimental las diferencias

más significativas aparecieron en los campos de precipitación prevista y nubosidad. No se han llevado a cabo diagnósticos de balance tipo cantidad total de precipitación y nubosidad en ningún caso.

La figura 27 presenta el campo de precipitación acumulada en 24 horas prevista por la pasada operativa y la experimental en un día concreto. La diferencia en los patrones de precipitación sobre el Atlántico que se presenta es una de las más llamativas (notar la existencia de una banda de precipitación acercándose al NW de la Península en el experimento SS2 que no tiene contrapartida en la pasada operativa). Al no efectuarse ninguna verificación de precipitación en el INM, y a falta de cualquier tipo de información sobre mar para comprobar la bondad de los campos previstos, no es posible deducir exactamente cual es la estructura más realista. Sin embargo los resultados de verificación que se obtuvieron sobre España revelan que la presión a nivel del mar del 8 al 11 de Junio de la pasada con TAM analizada es la mejor prevista.

Existen diferencias en variables observadas sobre tierra que han sido detectadas en la verificación objetiva frente a observaciones.

El paquete de verificación integrado en el sistema HIRLAM considera los siguientes parámetros de superficie: presión a nivel del mar, presión a nivel de la estación, temperatura a 2 metros, temperatura del punto de rocío a 2 metros, humedad relativa a 2 metros, velocidad del viento a 10 metros y nubosidad. Para ello utiliza los datos contenidos en los informes SYNOP, que se han considerado que son correctos en un chequeo frente al análisis. Asimismo se comparan los valores obtenidos por el modelo con los siguientes parámetros observados en los radiosondeos a los niveles standard de presión: geopotencial, temperatura, temperatura del punto de rocío y viento.

Los índices de verificación que se producen son error sistemático y error cuadrático medio. Dichos índices se calculan sobre toda el área del modelo, así como para diferentes subáreas. Por supuesto, una de las subáreas la constituye España y Portugal.

Antes de presentar y comentar los resultados de la verificación llevada a cabo, resulta conveniente describir, al menos de forma simplificada, cual fue la evolución del entorno sinóptico del experimento de validación. Los índices obtenidos se presentan a continuación distinguiendo la comparación frente a observaciones de superficie, de la de altura. Los resultados, una vez descritos, se intentan discutir formulando argumentos que podrían ayudar a comprenderlos en un último apartado, así como se resaltan aspectos interesantes a considerar.

5.2.1 Evolución del entorno sinóptico

Las figuras 4 a 11 muestran la evolución atmosférica en niveles medios y sobre la superficie según los análisis de la pasada de las 00UTC del geopotencial de 500hPa y la presión a nivel del mar en ambos periodos.

Al comienzo del primer periodo se aprecia que ya existe una depresión aislada en altura sobre el SW peninsular. En el Atlántico se puede observar una amplia dorsal que se extiende de N a S del área de integración del modelo. La depresión tiende a rellenarse en los días subsiguientes, quedando al SW de la península una extensa vaguada que se mueve lentamente hasta que interacciona con una perturbación que se descuelga desde el N. En estas condiciones el modelo simuló precipitaciones principalmente en la mitad sur peninsular y la zona mediterránea. A partir del día 28, la vaguada se desplaza hacia el E por el continente africano y se rehace la circulación de tipo zonal, situándose al S de las Islas Británicas una baja que permanece casi

estacionaria. En su flanco S se suceden una serie de ondas cortas que producen precipitaciones en el tercio N peninsular en la segunda mitad del periodo .

Así como el primer periodo se caracterizó por situaciones más o menos estacionarias, en el segundo periodo (6 al 16 Junio de 1997) la circulación fue mucho más transitoria, de tipo zonal, con trenes de ondas que se suceden por el Atlántico y que produjeron precipitaciones en mucha menor cuantía que se localizaron principalmente en el tercio norte. En niveles bajos se observa como la influencia del anticlón situado al W de la península Ibérica se intensifica o debilita sobre el norte peninsular, conforme pasan las perturbaciones por las islas Británicas.

5.2.2 Verificación frente a observaciones de superficie

En los resultados de la verificación frente a observaciones se presentan por separado algunos parámetros de superficie, obtenidos por comparación frente a SYNOP, y los de altura, obtenidos por comparación frente a radiosondeos. El número de observaciones con los que se verifican los parámetros de superficie es muy superior y con cobertura más uniforme que en altura. El número de datos de presión a nivel del mar utilizados sobre España y Portugal ronda los 115-120, mientras que el número de radiosondeos utilizado, (a las 00UTC) es 6-7, y claramente sesgados hacia el E de la península.

La figura 12 muestra los resultados obtenidos en superficie utilizando todas las observaciones del área para cada uno de los periodos. En general, se aprecia el impacto beneficioso de la asimilación de la TAM en la presión al nivel del mar, (sobre todo en el segundo periodo en el que además, es mayor la pendiente de crecimiento del error cuadrático medio) y en la temperatura a 2 metros, en la que se observa durante el primer periodo que el error sistemático (negativo, es decir el modelo más frío que las observaciones), se reduce a la mitad. Respecto a la temperatura del punto de rocío, su error sistemático en el primer periodo prácticamente se anula en los alcances H+24 y H+48, lo cual unido a unas temperaturas cercanas al suelo menos frías hace que disminuya el exceso de humedad cerca del suelo. Este efecto desaparece en el segundo periodo en el que ambas curvas coinciden sustancialmente. Con relación al viento a 10 metros, el impacto es neutro, en ambos periodos se observa que el modelo sobreestima la velocidad de los vientos cercanos al suelo.

Si nos concentramos en los resultados sobre España y Portugal (figura 13) vemos que la mejora introducida por el análisis de la TAM es incluso mayor que la observada en toda el área en el primer periodo, y más ligera en el segundo. El beneficio que se aprecia en la presión a nivel del mar proviene de una reducción progresiva (de casi 0.5hPa en el alcance H+48) del exceso sistemático de masa. La capa cercana al suelo es también, principalmente en ese periodo, menos fría y menos húmeda. Estudiando la evolución del error de la presión a nivel del mar en el segundo periodo (no se presenta la figura), se observa que existe una clara mejoría del experimento SS2 con respecto a la pasada operativa del 8 al 11 de Junio, como ya se mencionó anteriormente, que queda enmascarado en el promedio por ser más indiferente a la pasada el error que se registra el resto de los días.

Es interesante analizar asimismo los resultados sobre una subárea que por su situación puede esperarse que resulte especialmente influenciada por la inicialización de la TAM, como es el caso de Inglaterra e Irlanda. Los resultados para los parámetros de superficie se muestran en la figura 14. A diferencia de España y Portugal, el segundo periodo es el que resulta claramente mejorado cuando se analiza la TAM, con respecto a la presión al nivel del mar,

incluso en el alcance H+24. El beneficio, sin embargo no se produce vía una disminución del error sistemático, que es prácticamente nulo. El resto de las variables cercanas al suelo experimenta una mejora más sustancial en el primer periodo, consiguiendo el experimento SS2 corregir casi totalmente el enfriamiento y exceso de humedad del modelo en los alcances H+24 y H+48.

5.2.3 Verificación frente a radiosondeos

Como ya se ha comentado, el número de datos en altura de los que se dispone (en total, sobre toda el área a las 00UTC es del orden de 72, concentrados en su mayoría sobre Europa continental) es muy inferior a los de superficie.

Los resultados de la verificación de los diferentes parámetros: geopotencial, temperatura del termómetro seco, temperatura del punto de rocío, y velocidad del viento en los diferentes niveles, se presentan a continuación.

Geopotencial

La verificación del geopotencial a distintos niveles de presión es importante ya que integra el error conjunto de la temperatura y humedad promedio de cada estrato.

En la figura 15 se representa la verificación del geopotencial en los niveles 1000hPa, 850hPa, 700hPa y 500hPa, con todos los radiosondeos disponibles para ambos periodos. Al igual que en el caso de la presión a nivel del mar, se observa que el experimento con TAM analizada mejora siempre el error cuadrático medio del geopotencial en todos los niveles y alcances, pero de forma más contundente en el segundo periodo, sobre todo en el nivel de 500hPa (notar el cambio de escala del primer al segundo periodo). Ello es especialmente significativo puesto que el segundo periodo es el menos predecible, en cuanto que la magnitud del error en todos los niveles es mayor, debido probablemente al carácter más transitorio de las situaciones meteorológicas. En lo que respecta al error sistemático o bias, se aprecia que en el primer periodo se obtiene una disminución del mismo en los niveles de 1000hPa y 850hPa, mostrando un impacto neutro en el resto de los niveles y periodos.

El resultado de la verificación sobre España es menos claro, aunque precisamente por el número de observaciones (alrededor de 6) es también menos definitivo. La figura 16 muestra que en ambos periodos el error cuadrático medio del experimento SS2 es inferior al de la pasada operativa en ambos periodos en los niveles de 1000hPa y 850hPa. El error sistemático del geopotencial de 1000hPa también disminuye en el experimento SS2 durante el primer periodo. En los niveles más altos, el impacto que se observa es neutro o incluso ligeramente peor en el caso del bias. Es de destacar, a diferencia de la comparación sobre todo el área el aumento sistemático de masa en todos los niveles en el transcurso de la predicción (análogo al que se observa en la presión a nivel del mar). Asimismo la pendiente de crecimiento del error cuadrático medio que se aprecia en todo el área no tiene reflejo en los resultados obtenidos sobre España en los niveles más bajos.

Sobre Inglaterra e Irlanda el número de observaciones que se utilizan en la comparación a las 00Z es del orden de 8-9. El beneficio introducido por el análisis de la TAM en el error cuadrático medio es considerable en todos los niveles y mayor en el segundo periodo (ver figura 17).

Temperatura y humedad

Las figuras 18 y 19 representan el error en la vertical de la temperatura del termómetro seco y del punto de rocío para cada uno de los periodos, utilizando todos los radiosondeos del área.

Las curvas OPR y SS2 son muy semejantes en el primer periodo excepto en los niveles de 1000hPa y 850hPa. El experimento SS2 elimina el error sistemático negativo, e incluso calienta (menos de 0.5 K) en el alcance H+48. El error cuadrático medio de la temperatura es inferior cuando se analiza la TAM. El bias de la temperatura del punto de rocío es siempre positiva. del orden de 0.5K, lo cual implica que la pasada operativa es ligeramente húmeda en el nivel de 1000hPa. Sin embargo, el experimento SS2 tiende a corregir este exceso de humedad en dicho nivel. En 850hPa se aprecia también cómo el experimento SS2 es más caliente que la pasada operativa, lo que unido al progresivo enfriamiento de la temperatura del punto de rocío observado en las dos pasadas, indica que en ambas dicho nivel es más seco de lo que debería ser, sobre todo el experimento con TAM analizada. Esta tendencia del modelo a secarse en 850hPa también se observa, y con mayor intensidad, en el nivel de 700hPa. En el segundo periodo las diferencias son algo mayores en los niveles más altos, y disminuyen en el nivel de 1000hPa. El modelo no muestra ahora el exceso de humedad en 1000hPa, pero la tendencia a secarse en 850 y 700hPa continúa en ambos experimentos, mejorando ligeramente en el caso de la TAM analizada. La influencia de la TAM alcanza ahora los 500hPa, mejorando ligeramente los errores de la temperatura, pero empeorando ligeramente la temperatura del punto de rocío en el alcance H+48.

Sobre España se aprecian resultados similares pero más visibles en los niveles más altos (figuras 20 y 21). En el primer periodo, la temperatura de 1000hPa del experimento SS2 se enfría menos que la pasada operativa y disminuye también sustancialmente su error cuadrático medio. El modelo se muestra excesivamente húmedo en 1000hPa en ambas pasadas en los dos periodos. La pérdida progresiva de humedad en 700hPa y 850hPa se aprecia con nitidez sobre nuestra área, siendo menor esta tendencia en el caso del experimento SS2. Durante el segundo periodo esta pérdida de humedad se pone de manifiesto de forma más patente.

La verificación de temperatura y humedad por niveles sobre las Islas Británicas produce resultados parecidos aunque con matices (figuras 22 y 23). El nivel de 1000hPa resulta beneficiado cuando se analiza la TAM en el primer periodo, el bias negativo de la temperatura se corrige. Sin embargo dicho nivel ya no presenta un exceso de humedad en el modelo. La magnitud del secado que se registra en 850hPa y 700hPa es mayor en el primer periodo pero inferior a la que se registra en España. Dicho efecto se reduce considerablemente en el segundo periodo. La inicialización de la TAM se nota claramente en 500hPa, siendo menor el error de la temperatura en el experimento SS2 para ambos periodos, aunque la temperatura del punto de rocío empeora en el segundo periodo.

Velocidad del viento

Las figuras 24, 25 y 26 representan el error de la velocidad del viento en la vertical para las diferentes áreas. En 1000hPa el experimento SS2 no genera diferencias con respecto a la pasada operativa. Las diferencias se inician en los niveles más altos, sobre todo sobre Inglaterra e Irlanda, donde el experimento SS2 mejora casi siempre a la pasada operativa. El impacto del análisis de la TAM es notorio en 250hPa, nivel en el que el experimento SS2 reduce claramente el error cuadrático medio en el primer periodo, también especialmente sobre Inglaterra e Irlanda.

5.2.4 Discusión de los resultados

De los resultados anteriores parece deducirse:

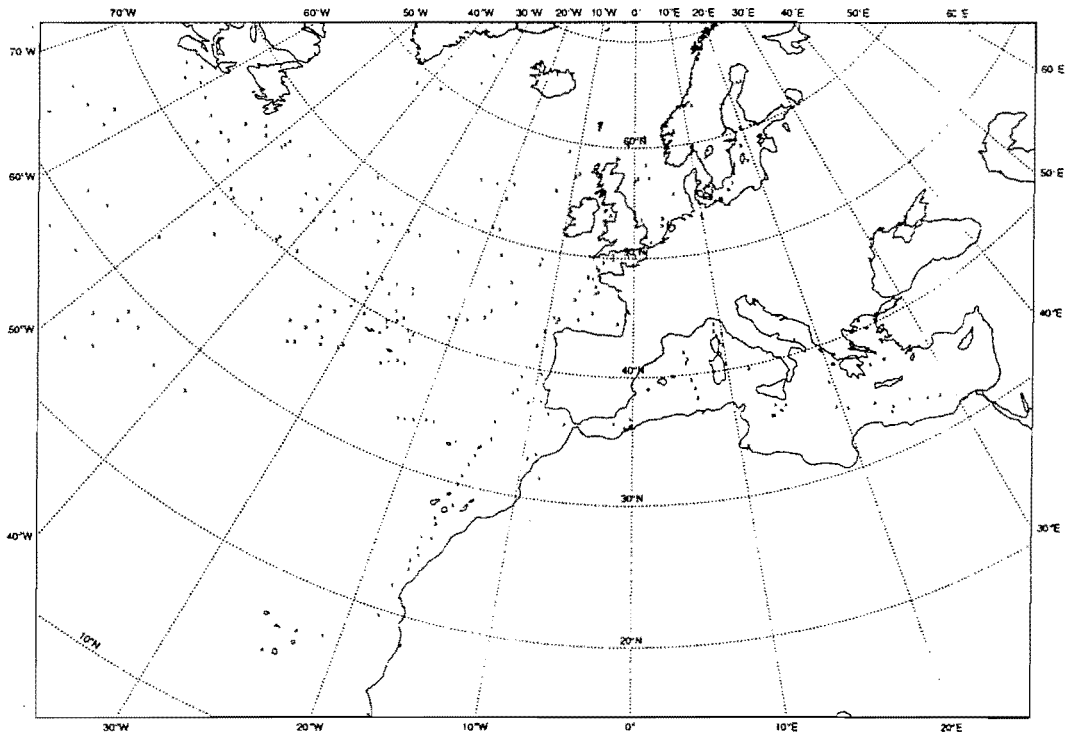
- El campo de masas del modelo es mejor simulado cuando se analiza la TAM, de acuerdo con los resultados de la verificación para la presión a nivel del mar como para el geopotencial. La mejora es más evidente en las situaciones meteorológicas más inestables (caso de la Península Ibérica en el primer periodo, de Europa continental en el segundo y de Inglaterra e Irlanda en ambos periodos).
- La asimilación de la TAM influyó principalmente en las variables cercanas al suelo en el primer periodo. Es probable que la advección de temperatura a niveles bajos jugara un papel más importante en el segundo periodo.
- El modelo presenta en los dos intervalos de tiempo analizados un déficit de humedad en los niveles de 850hPa y 700hPa, que se incrementa en el transcurso de la predicción. Hay que tener en cuenta que la verificación corresponde siempre a las 00UTC. Analizando los mismos rangos de predicción, H+24 y H+48, de la pasada operativa de las 12UTC se observa que al mediodía persiste esta pérdida de humedad, pero más moderada. Este desecamiento de la capa límite se acentúa sobre España, y es levemente compensado cuando se inicializa la TAM, sobre todo en el primer periodo. En el segundo periodo sobre todo el área y en especial sobre Inglaterra e Irlanda este efecto se amortigua considerablemente.
- El fenómeno anterior aparece acompañado de un exceso de humedad en las capas más bajas, así como un aumento progresivo de masa a lo largo de la integración.
- Por tanto parece que el modelo pierde energía en forma de calor latente en el transcurso de la predicción, convirtiéndose los flujos superficiales sobre mar más realistas en un aporte de energía extra que en determinadas situaciones ayuda a compensar el déficit de humedad. Por lo que se aprecia, es posible que el problema se deba a una deficiencia de la parametrización de la turbulencia, que no es capaz de transportar hacia arriba la humedad que le llega desde la superficie. En este caso la convección, que actúa de modo intermitente, podría estar ayudando a compensar esta pérdida de vapor de agua humidificando toda la columna.
- A comienzos del primer intervalo, por el tipo de circulación existente a nivel de la superficie, meridional, es lógico pensar que los flujos superficiales sobre mar al oeste de la Península fueran importantes, al soplar aire del N más frío, sobre la superficie del mar más cálida. Por otro lado, la persistencia de este flujo alteró posiblemente el patrón climatológico zonal. Lo anterior parece estar en consonancia con los buenos resultados obtenidos sobre la Península en el experimento SS2 en dicho periodo.
- Entre los aspectos que conviene resaltar está el hecho de que las mejoras más importantes se producen en el alcance H+48. Ello es lógico ya que la verificación se produce frente a observaciones de estaciones terrestres, mientras que el cambio introducido en el modelo procede de la superficie del mar.

- Se puede también considerar el tipo de flujo dominante sobre las Islas Británicas, que fue principalmente de componente N en el primer periodo, mientras que en el segundo prevaleció una circulación de componente W o SW. Las Islas Británicas se encuentran muy cerca del área de relajación a los valores previstos por los campos de condiciones de contorno del CEPPM. Si además existe una advección de los mismos como parece que ocurrió en el primer periodo, es de esperar que la influencia de la TAM sea relativamente más pequeña
- Como se mencionó en el apartado que resume cómo interacciona directamente en el modelo la TAM, el flujo superficial sobre mar no sólo depende del valor de dicha temperatura. Se aprecia en la verificación del viento cercano al suelo que la TAM no tiene un efecto importante sobre el mismo, siendo además sobre España excesivamente veloz. Ello podría estar relacionado con problemas de representatividad de las estaciones con las que se verifica, pero también con una subestimación del valor de la rugosidad para el momento. De forma similar, es posible que en situaciones con circulación débil, la rugosidad para los flujos de calor latente y sensible que actualmente se utiliza sobre mar los infravalorara. en cuyo caso la respuesta a los mismos se vería obviamente afectada.

Referencias

- [1] Daley, R., Atmospheric data analysis, *Cambridge University Press*, Cambridge, UK. 460pp. 1991.
- [2] Gandin, L.S., Objective Analysis of Meteorological fields, *Gidrometeor. Isdat.*, Leningrado. 1963.
- [3] Kallen, E., HIRLAM Documentation Manual, System 2.5, 1996.
- [4] Kuo, H.L., Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection of large scale flow. *Journal of Atmospheric Sciences*, bf 31, 1232-1240. 1974.
- [5] Louis, J.F., A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Boundary-Layer Meteorology*, **17**, 187-202. 1979.
- [6] Navascués, B., Inicialización de las variables superficiales en el modelo HIRLAM *IV Simposio Nacional de Predicción*. INM Madrid. 1996.
- [7] Navascués, B., Analysis of 2 meter Temperature and Relative Humidity, *HIRLAM Technical Report No. 28*, 1997.
- [8] Navascués, B., Sensibilidad de las simulaciones de sistemas convectivos en el Mediterráneo a las condiciones de contorno inferiores: el papel de la temperatura del agua del mar, *Nota Técnica Servicio de Modelización Numérica del Tiempo No. 55*. 1997.
- [9] Reynolds, R.W., Smith, T. M., Improved Global Sea Surface Temperature Analyses Using Optimum Interpolation *Journal of Climate*, **7**, 929-948, 1994.
- [10] Robinson I.S., Satellite Oceanography , *Ellis Horwood Limited*, market Cross House, Cooper Street, Chichester, West Sussex, PO19 1EB, England. 1985.
- [11] Saunders R.W. and Kriebel K.T., Improved method for detecting clear sky and cloudy radiances, *Journal of Remote sensing vol.9 No. 1*, 122-150. 1988
- [12] Wick, G.A. and Bates, J.J., Diurnal Heating of Sea Surface Temperature in the Eastern Pacific observed using Satellite Data, *Ninth Conference on Satellite Meteorology and Oceanography Pre-prints*, American Meteorological Society, USA. **Vol.2** 620-623. 1998.

07/03/99 12z HIRLAM H+ 00 Valid: 07/03/99 12z
OPR OBS PROCEDENTES DE BARCOS



07/03/99 12z HIRLAM H+ 00 Valid: 07/03/99 12z
OPR OBS PROCEDENTES DE BOYAS

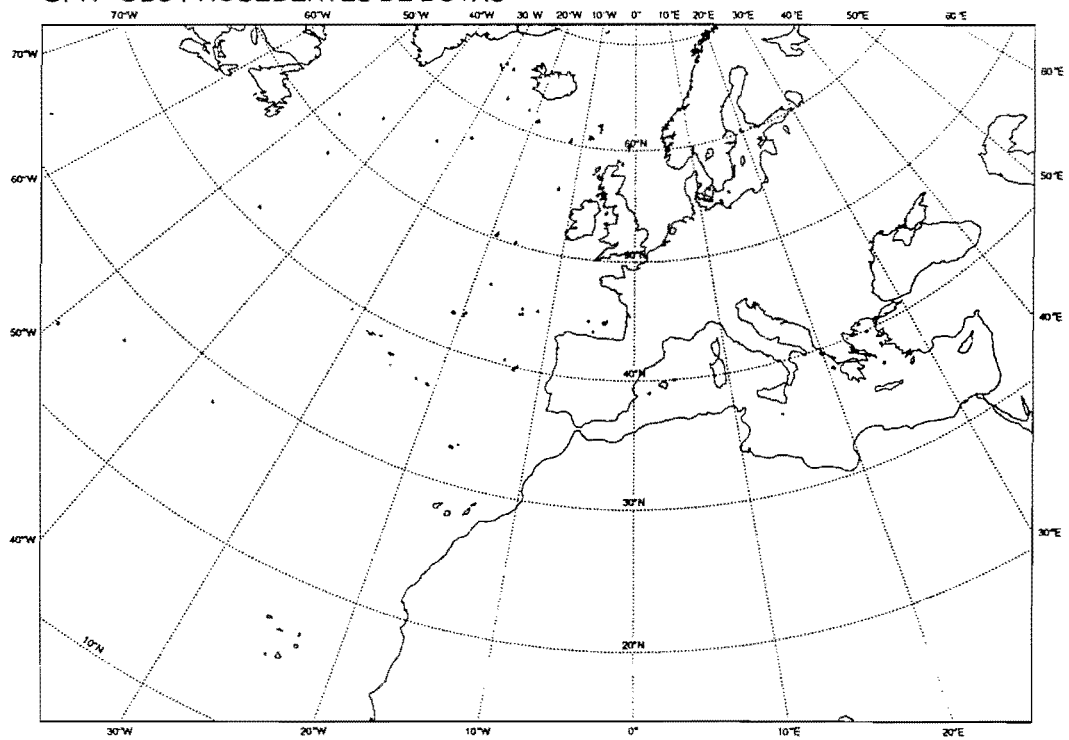
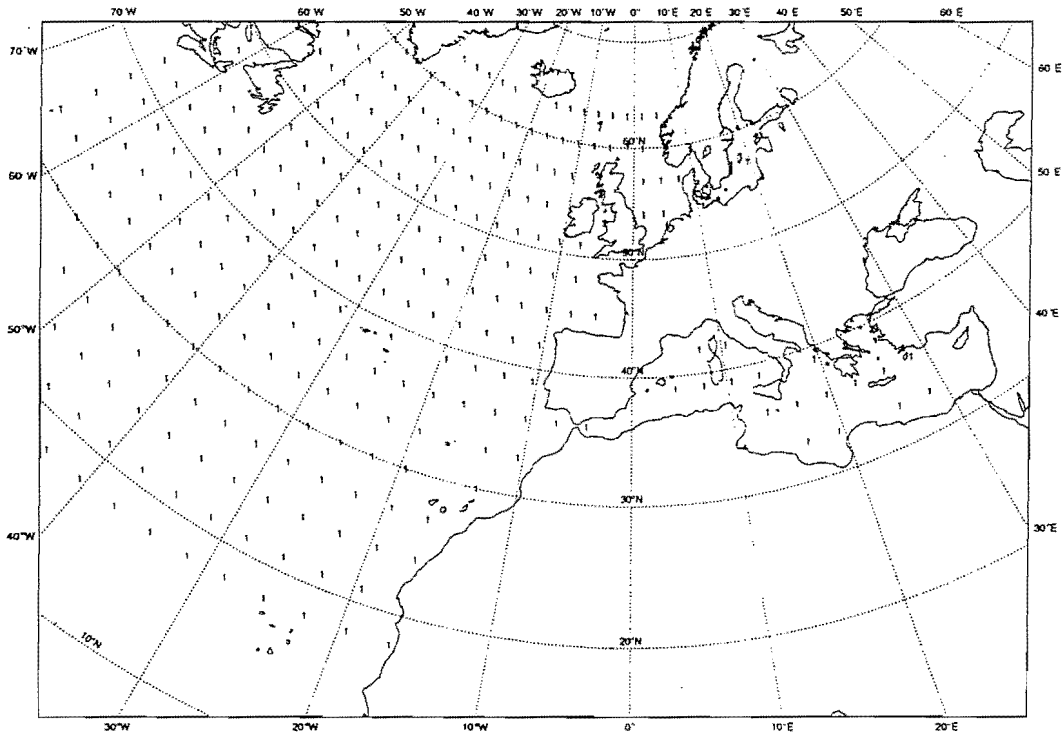


Figura 1: Observaciones convencionales de TAM utilizadas en el análisis del día 07/03/99 a las 12 UTC. Arriba: informes de barcos, abajo: informes de boyas.

07/03/99 12z HIRLAM H+ 00 Valid: 07/03/99 12z
OPR PSEUDOBS DE TAM GENERADAS A PARTIR DEL CAMPO TEMP. SUPERFICIE CEPPM



07/03/99 12z HIRLAM H+ 00 Valid: 07/03/99 12z
OPR OBS DE TAM GENERADAS A PARTIR AVHRR EN INM

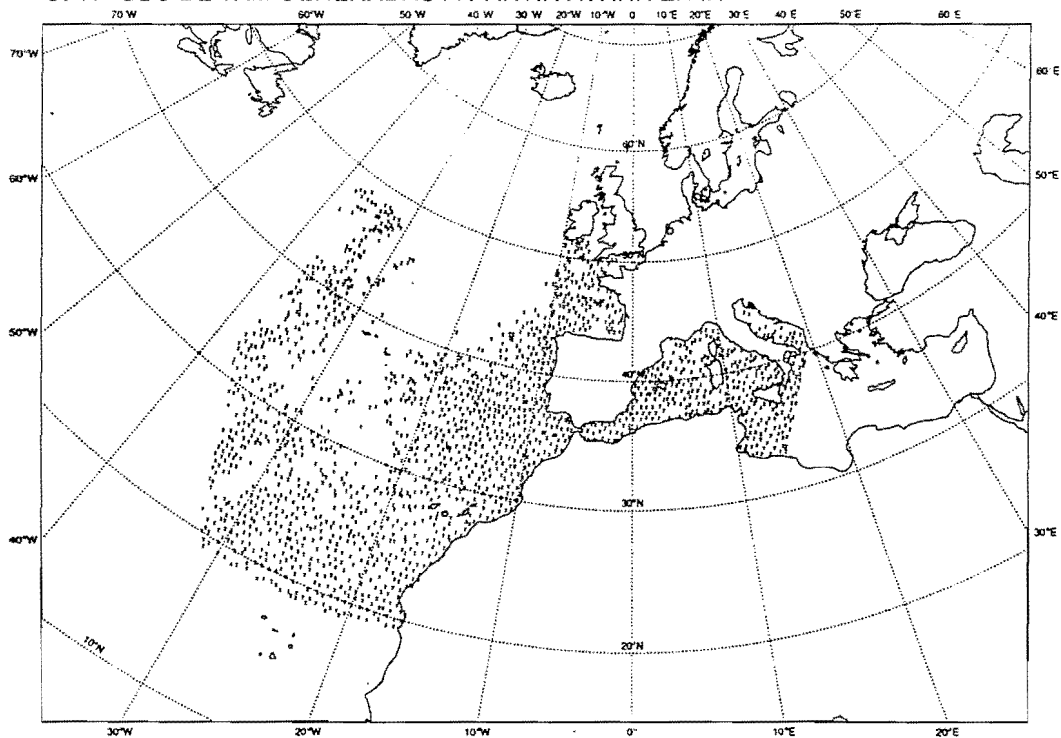


Figura 2: Observaciones no convencionales de TAM utilizadas en el análisis del día 07/03/99 a las 12 UTC. Arriba: pseudoobs. a partir del campo CEPPM, abajo: TAM generadas en INM a partir de imágenes AVHRR.

Propiedades de filtrado de las proyecciones de los incrementos de observacion en los autovectores de B y O

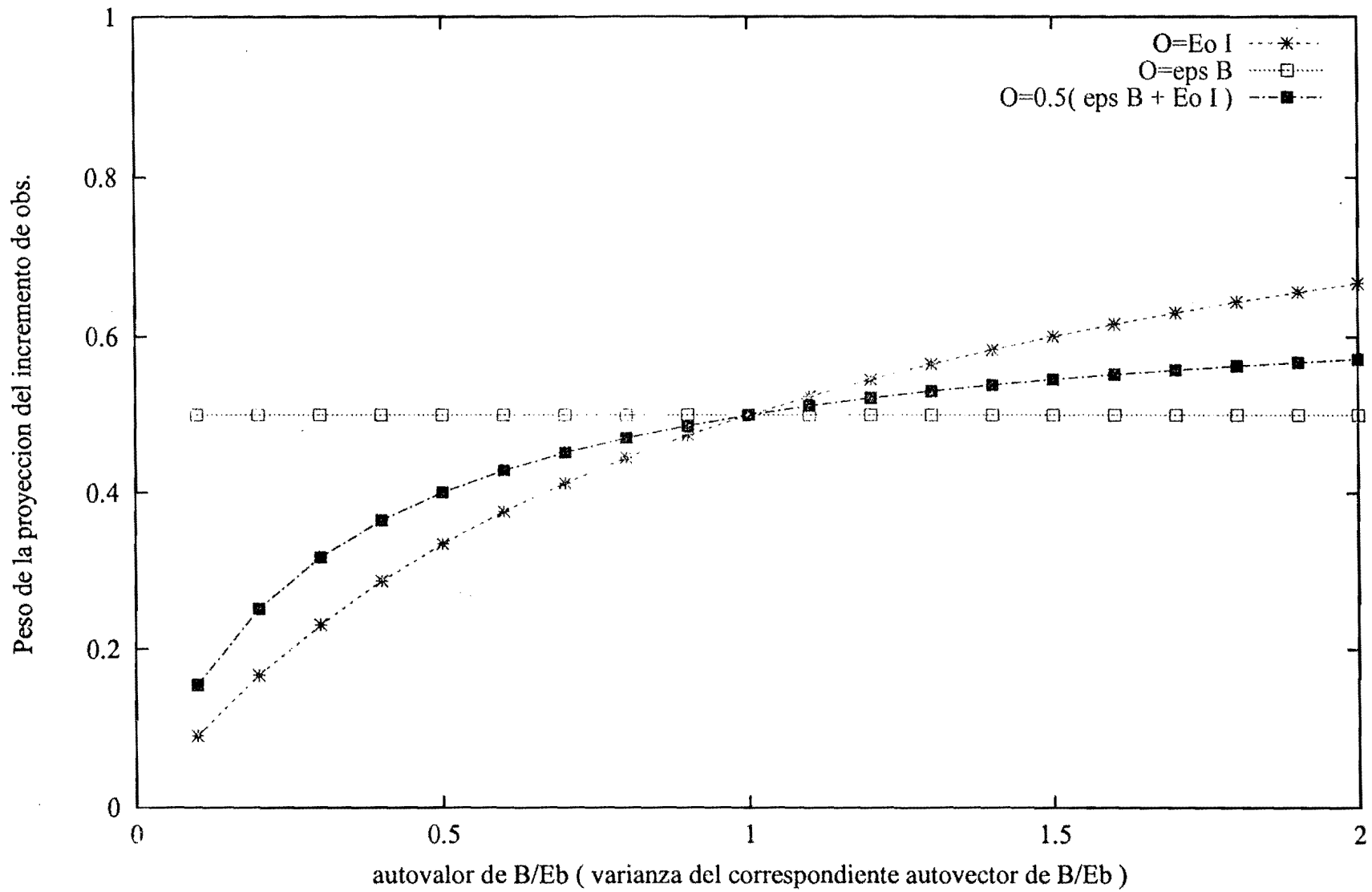


Figura 3: Propiedades de filtrado de los incrementos de observacion

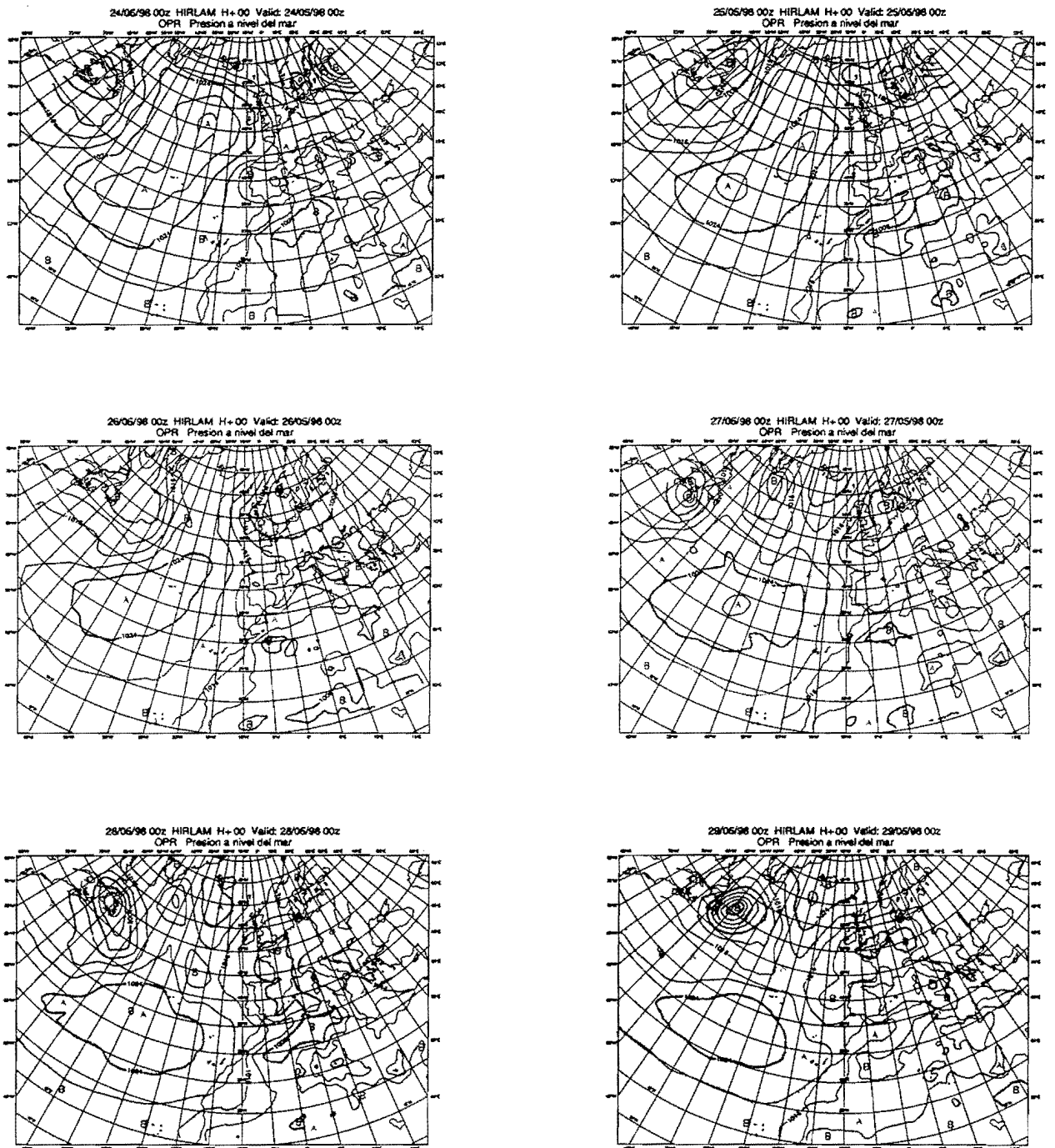


Figura 4: Evolución de la presión a nivel del mar del 24 al 29 de Mayo de 1998 a partir de los análisis de la pasada operativa

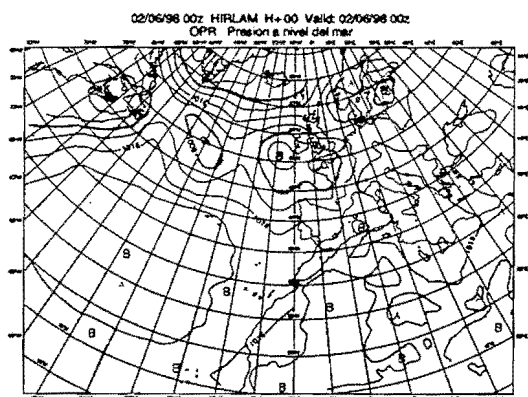
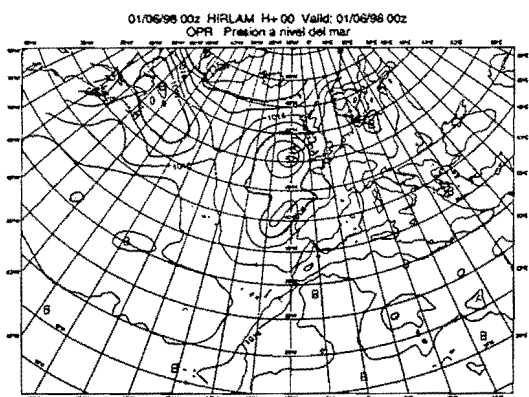
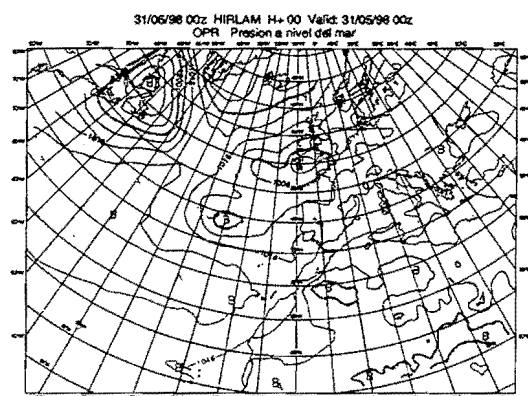
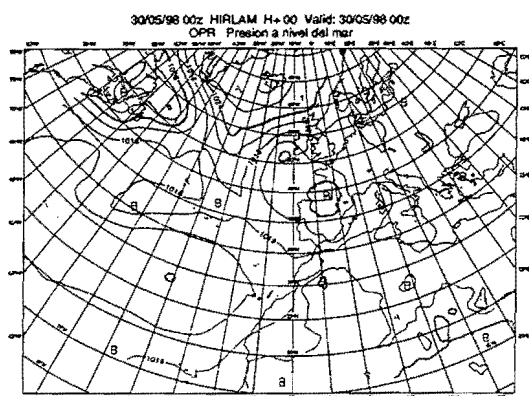


Figura 5: Evolución de la presión a nivel del mar del 30 de Mayo al 2 de Junio de 1998 a partir de los análisis de la pasada operativa

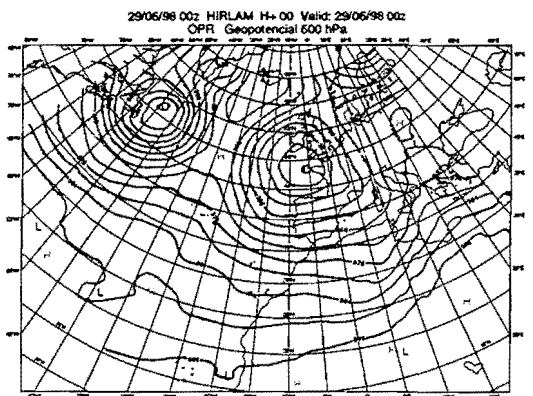
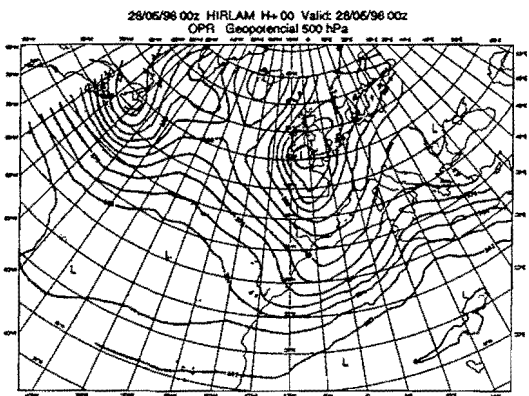
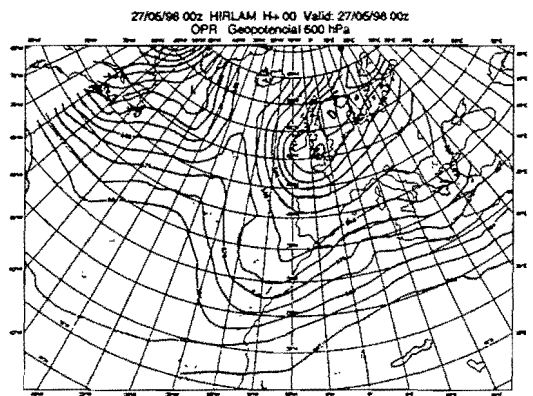
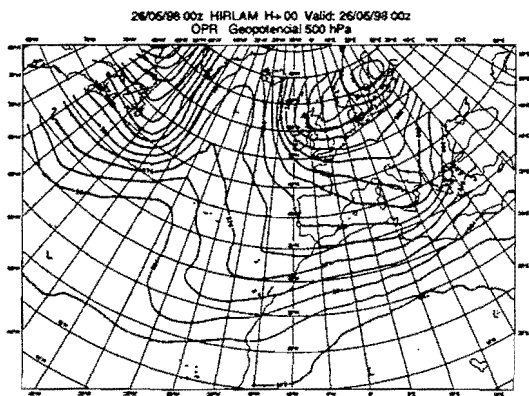
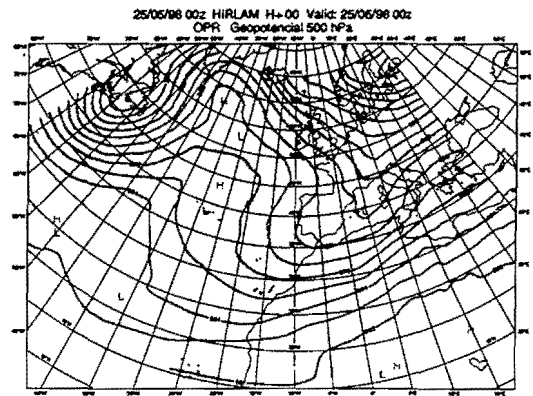
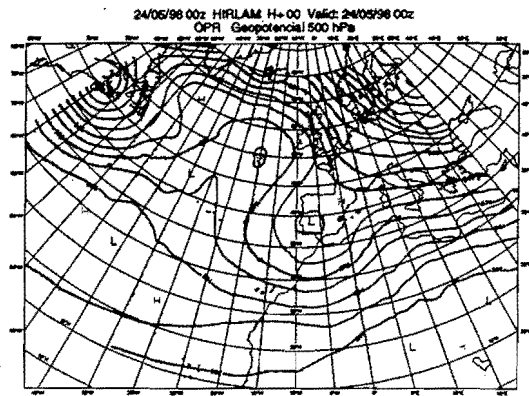
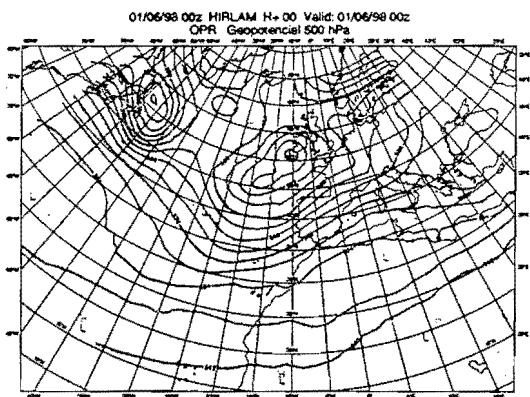
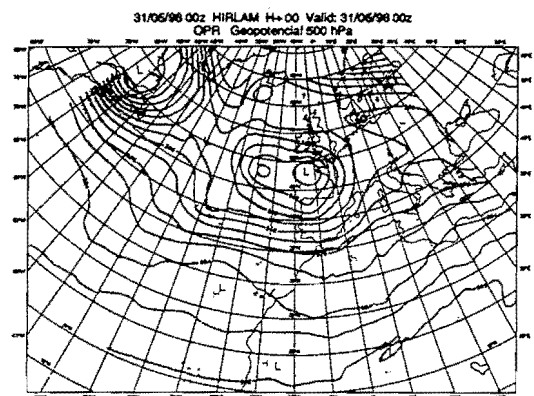
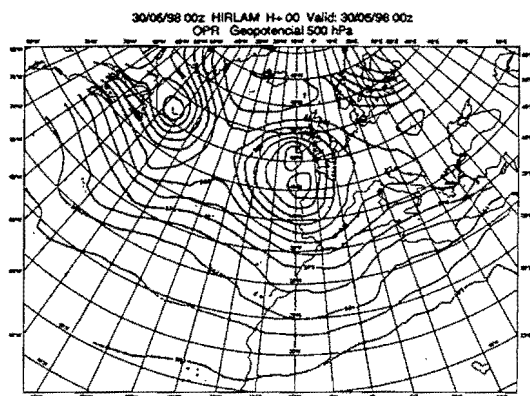


Figura 6: Evolución del geopotencial en 500 hPa del 24 al 29 de Junio de 1998 a partir de los análisis de la pasada operativa



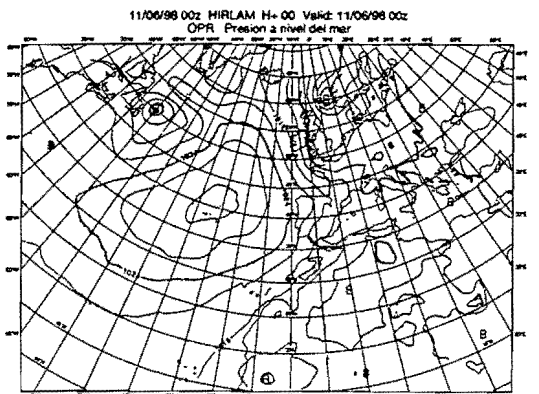
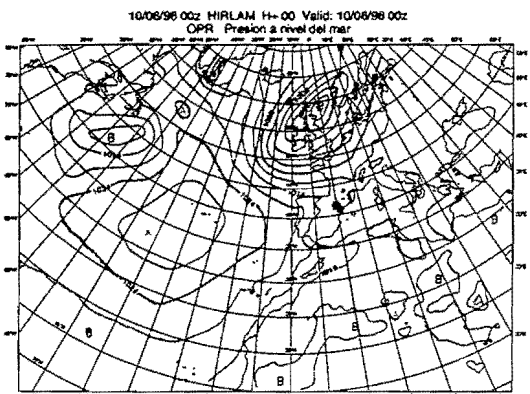
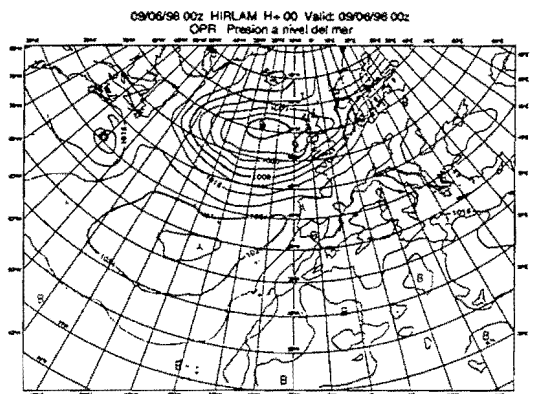
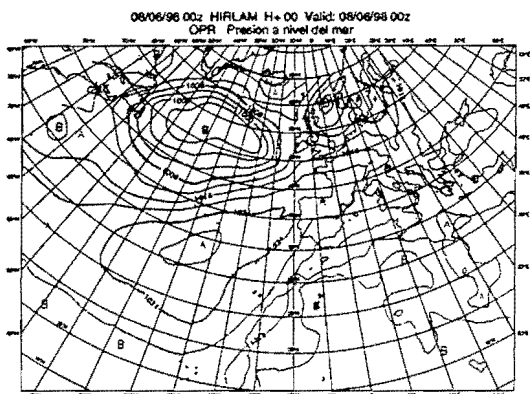
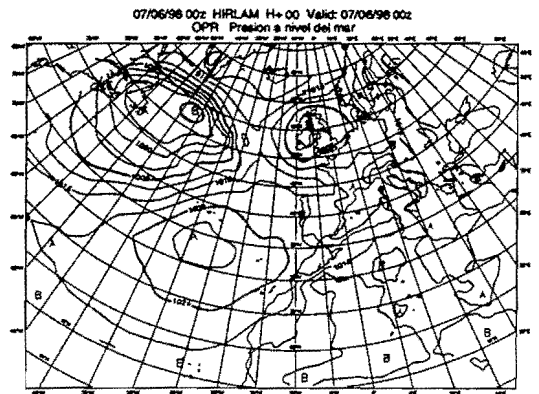
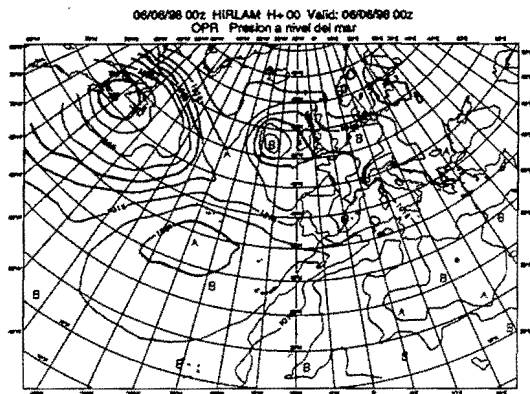


Figura 8: Evolución de la presión a nivel del mar del 6 al 11 de Junio de 1998 a partir de los análisis de la pasada operativa

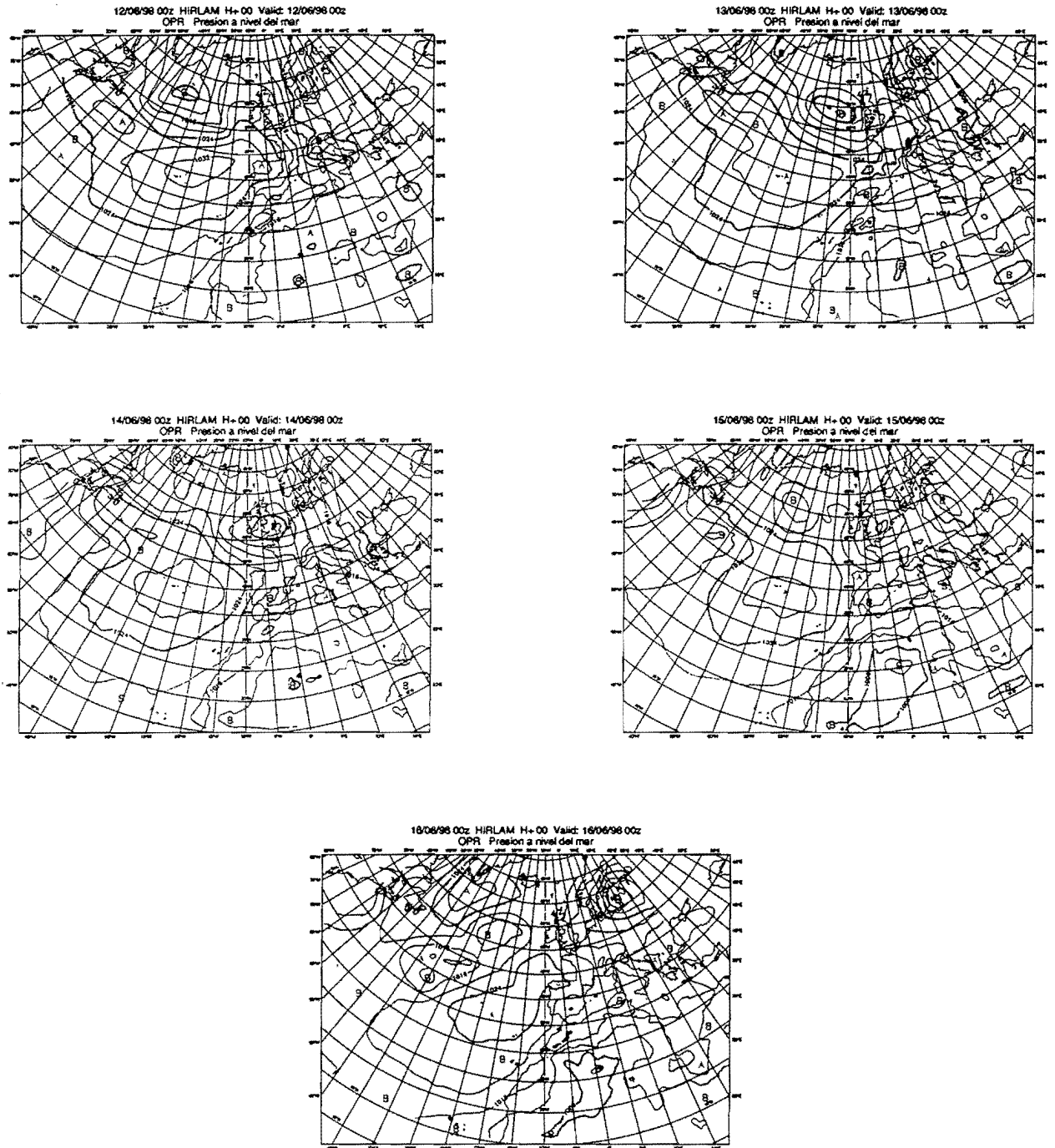


Figura 9: Evolución de la presión a nivel del mar del 12 al 16 de Junio de 1998 a partir de los análisis de la pasada operativa

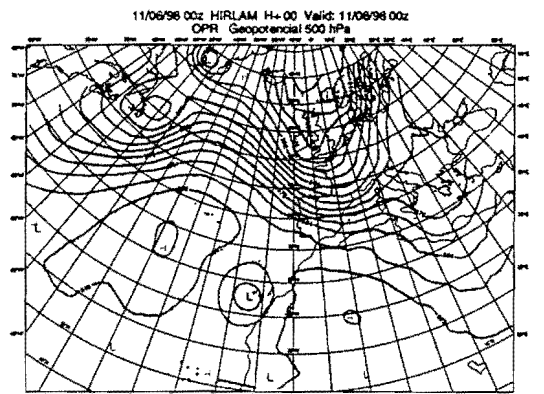
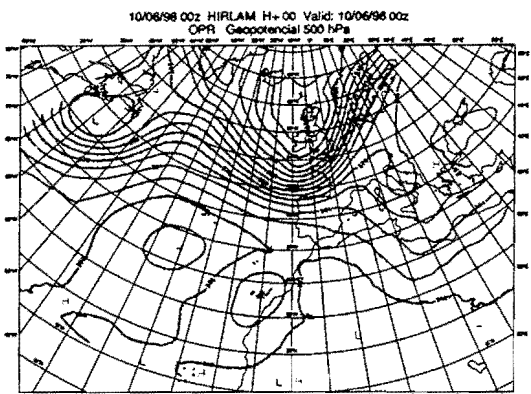
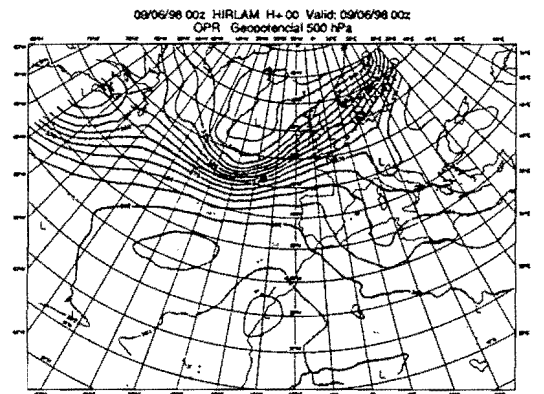
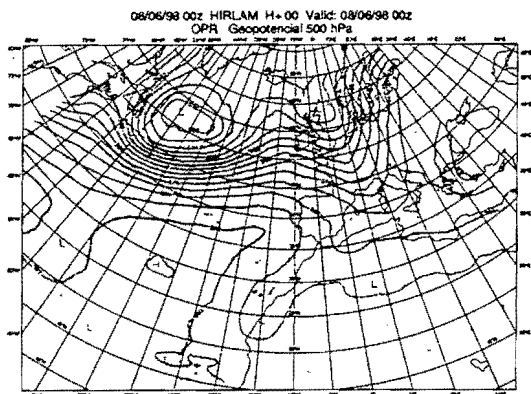
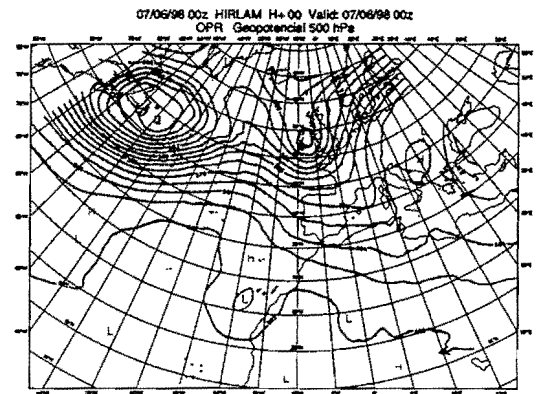
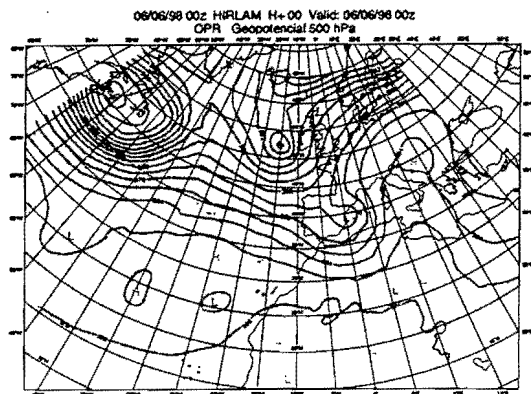


Figura 10: Evolución del geopotencial en 500 hPa del 6 al 11 de Junio de 1998 a partir de los análisis de la pasada operativa

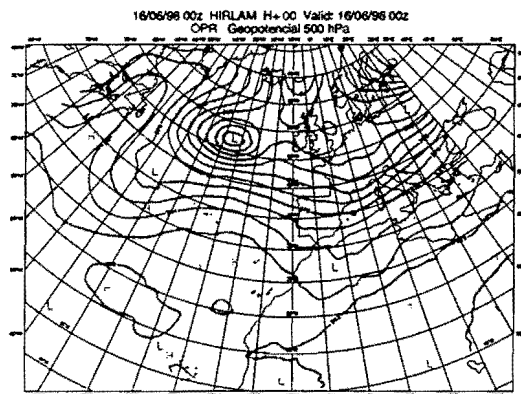
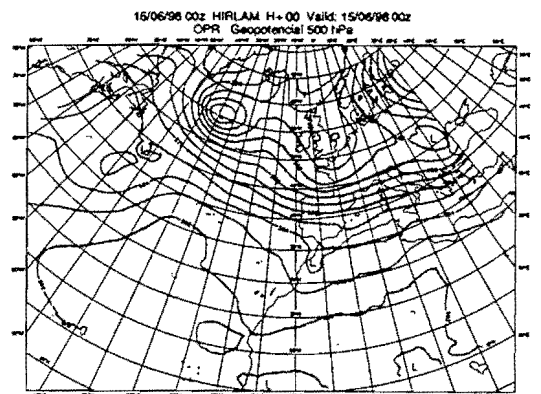
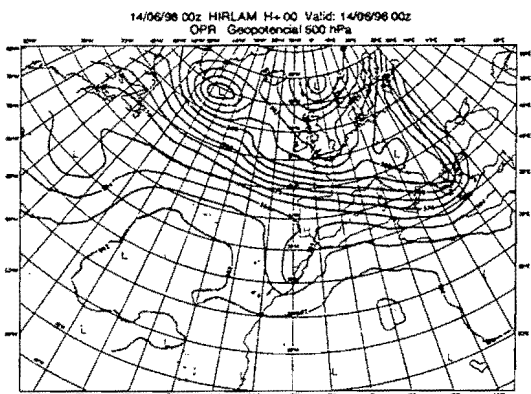
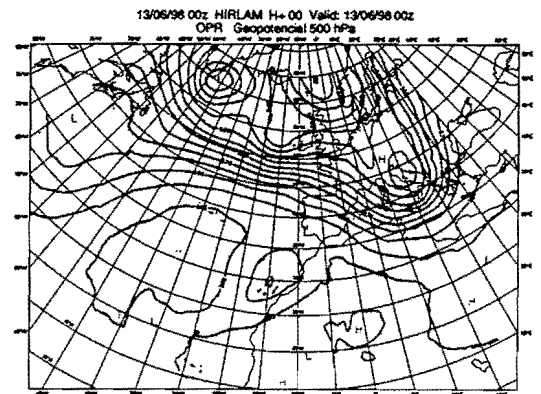
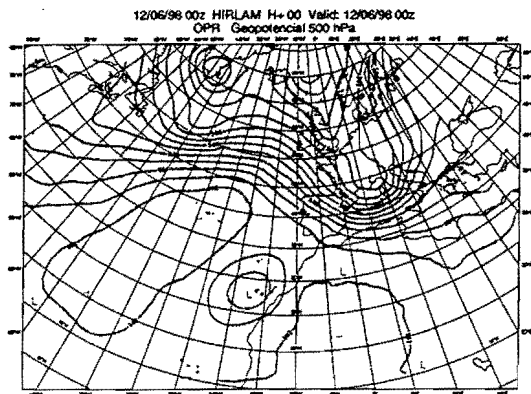


Figura 11: Evolución de geopotencial de 500 hPa del 12 al 16 de Junio de 1998 a partir de los análisis de la pasada operativa

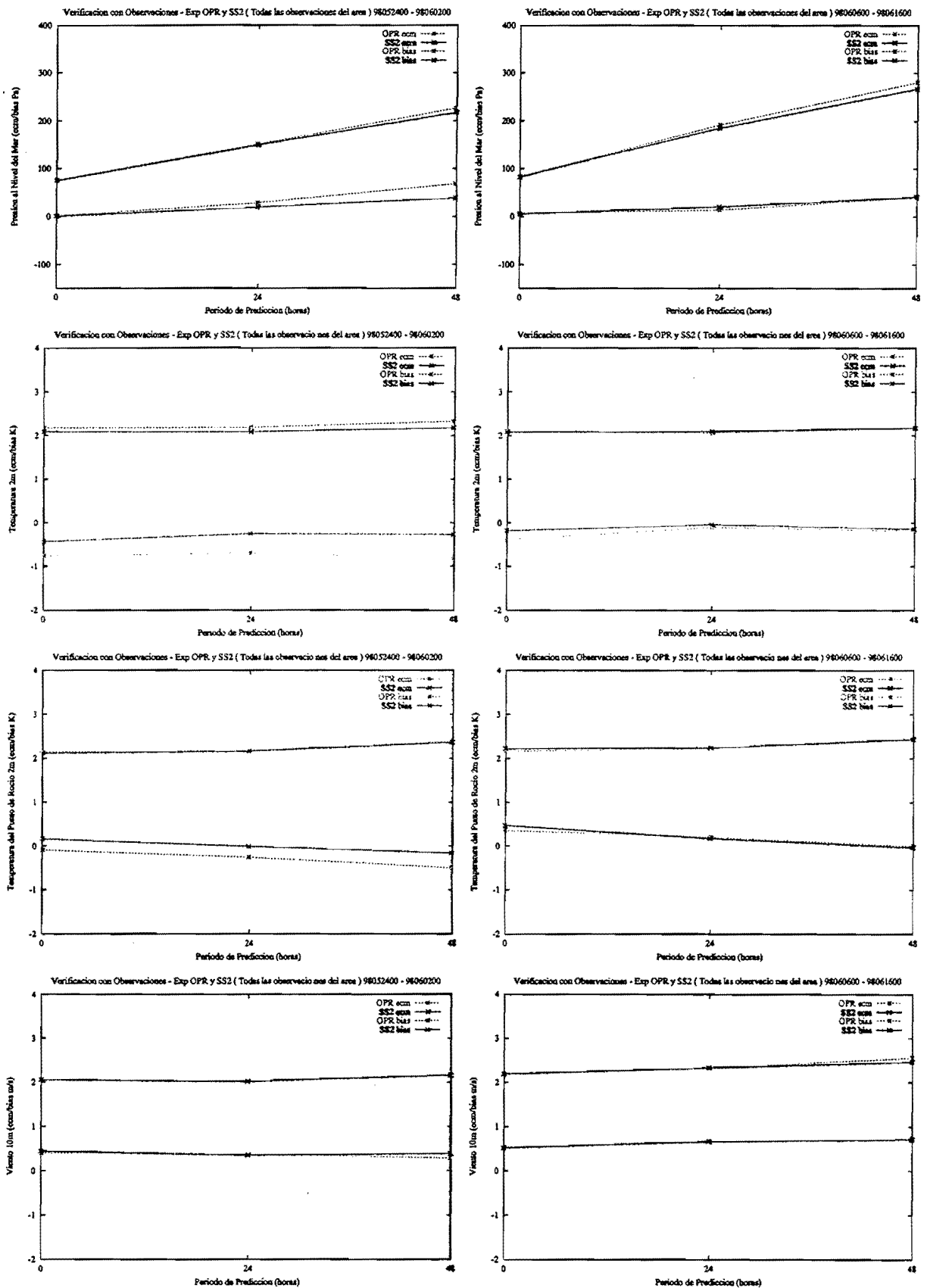


Figura 12: Verificación parámetros de superficie sobre todo el área. Primer periodo (izquierda), segundo periodo (derecha). OPR es la pasada operativa. SS2 es el experimento con TAM analizada

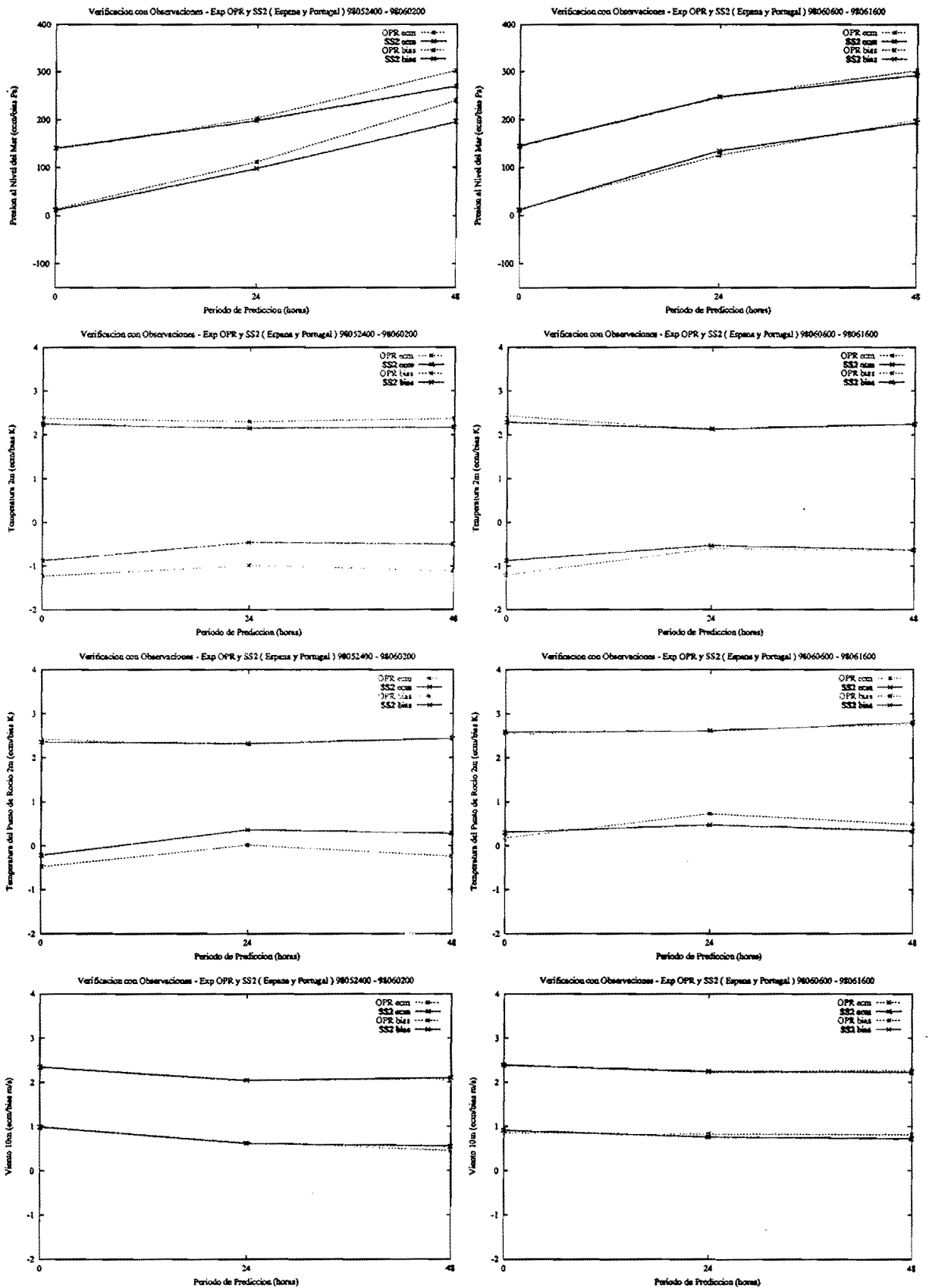


Figura 13: Verificación parámetros de superficie sobre España y Portugal. Primer periodo (izquierda), segundo periodo (derecha).

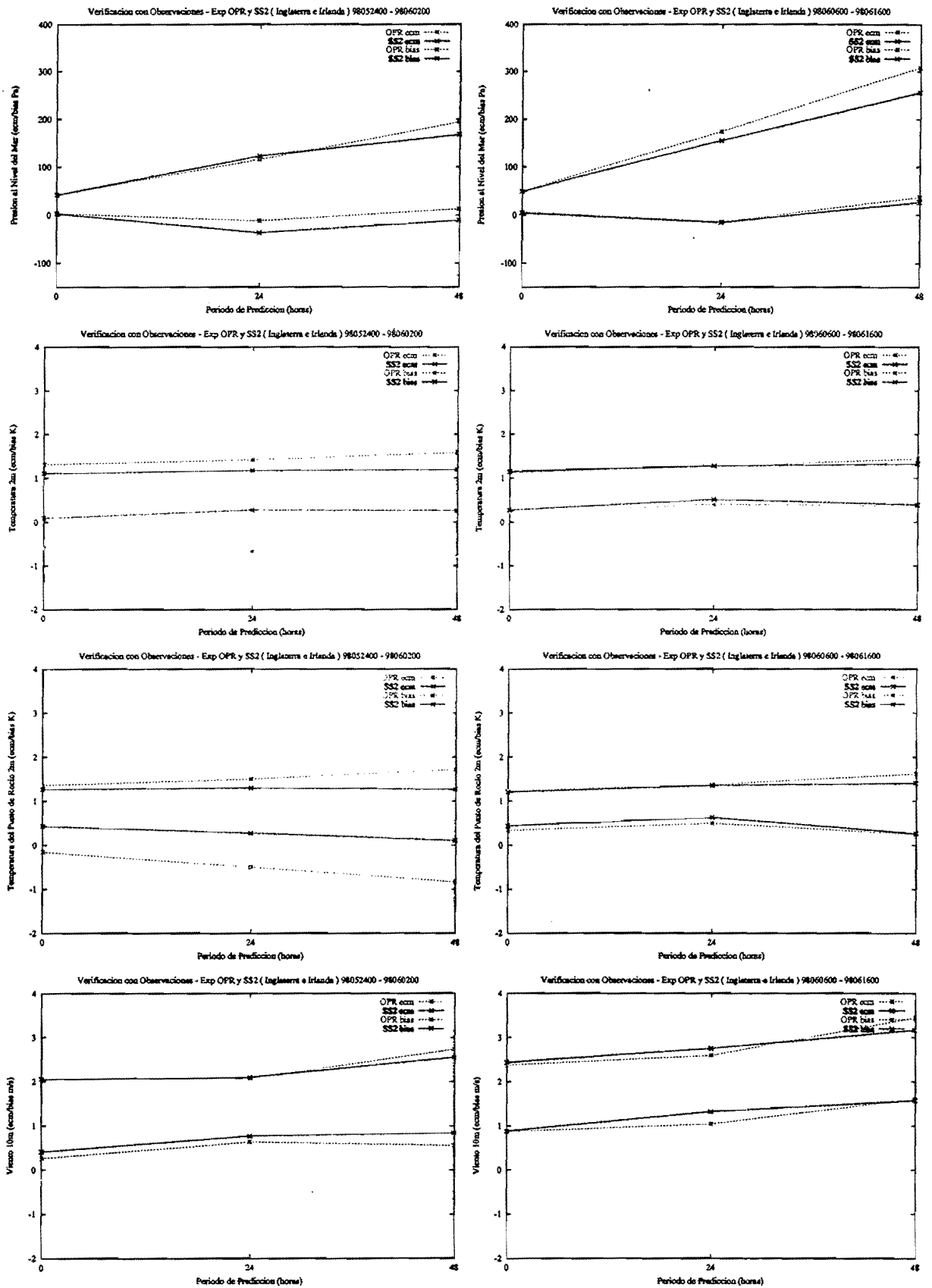


Figura 14: Verificación parámetros de superficie sobre Inglaterra e Irlanda. Primer periodo (izquierda), segundo periodo (derecha).

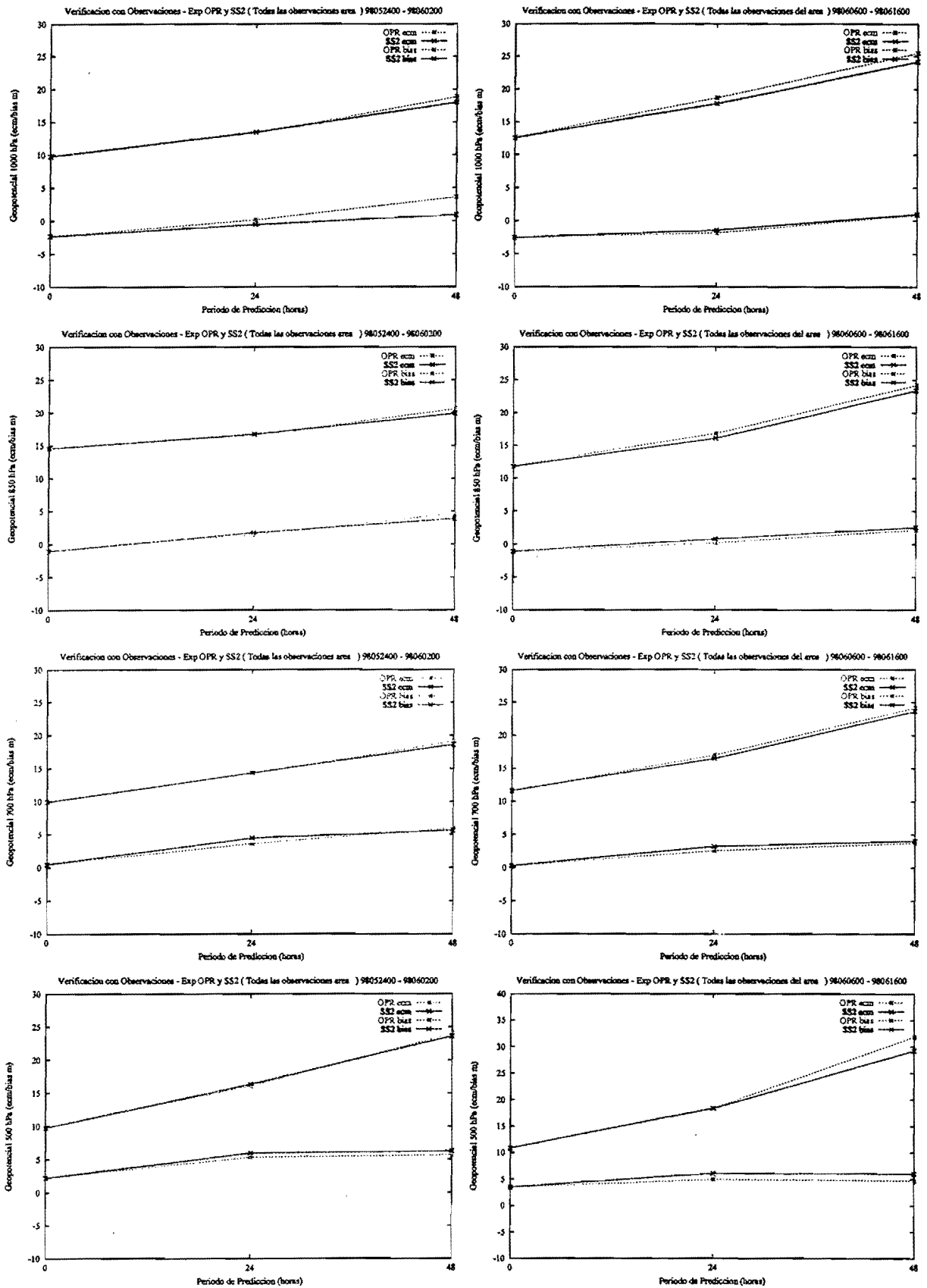


Figura 15: Verificación frente a radiosondeos de geopotencial en todo el área. Izquierda: primer periodo, derecha segundo periodo.

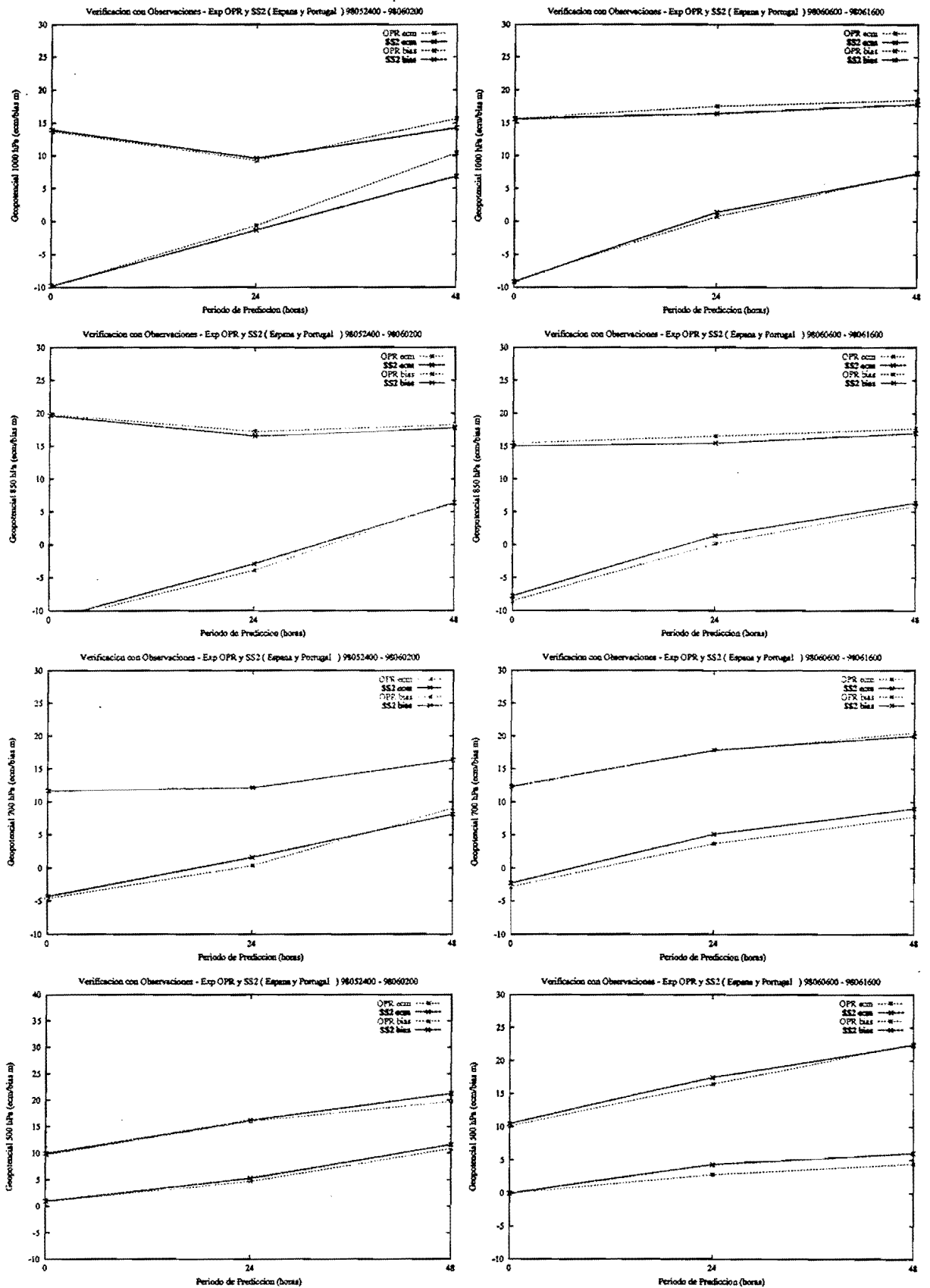


Figure 16: Verificación frente a radiosondeos de geopotencial sobre España . Izquierda: primer periodo, derecha segundo periodo.

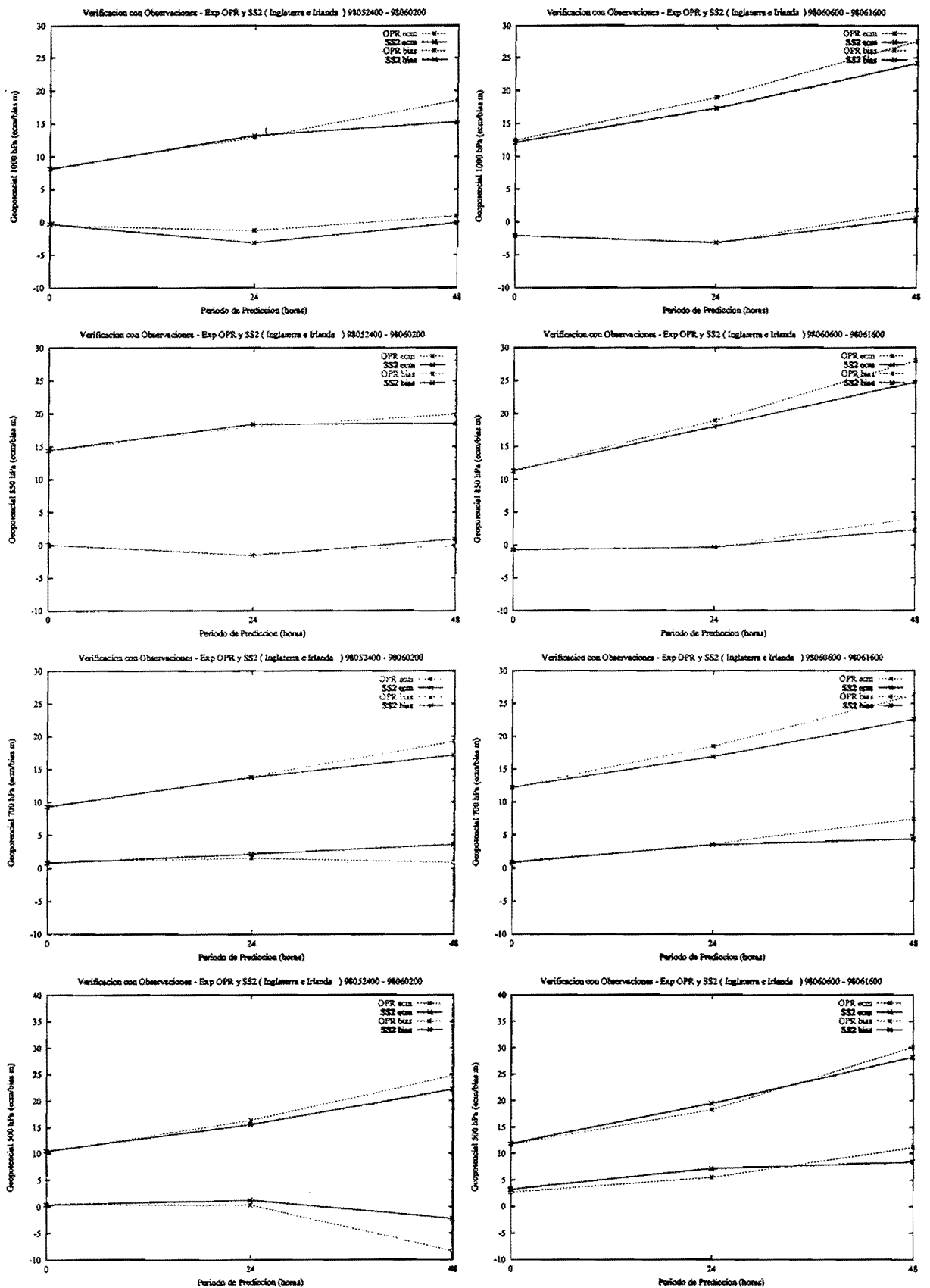


Figure 17: Verificación frente a radiosondeos de geopotencial sobre Inglaterra e Irlanda. Izquierda: primer periodo, derecha segundo periodo.

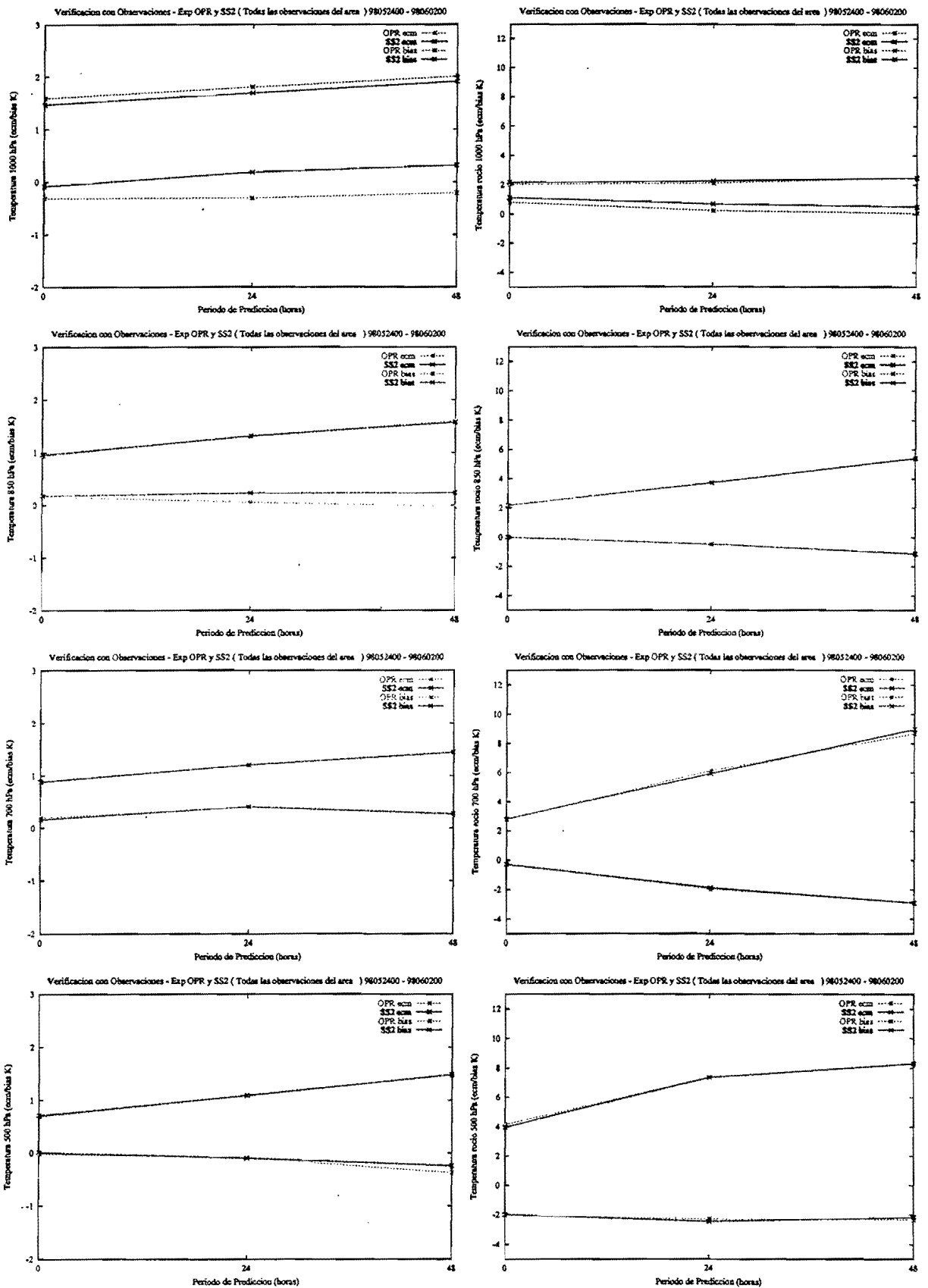


Figure 18: Verificación de temperatura del termómetro seco (izquierda) y del punto de rocío (derecha) en primer periodo sobre todo el área.

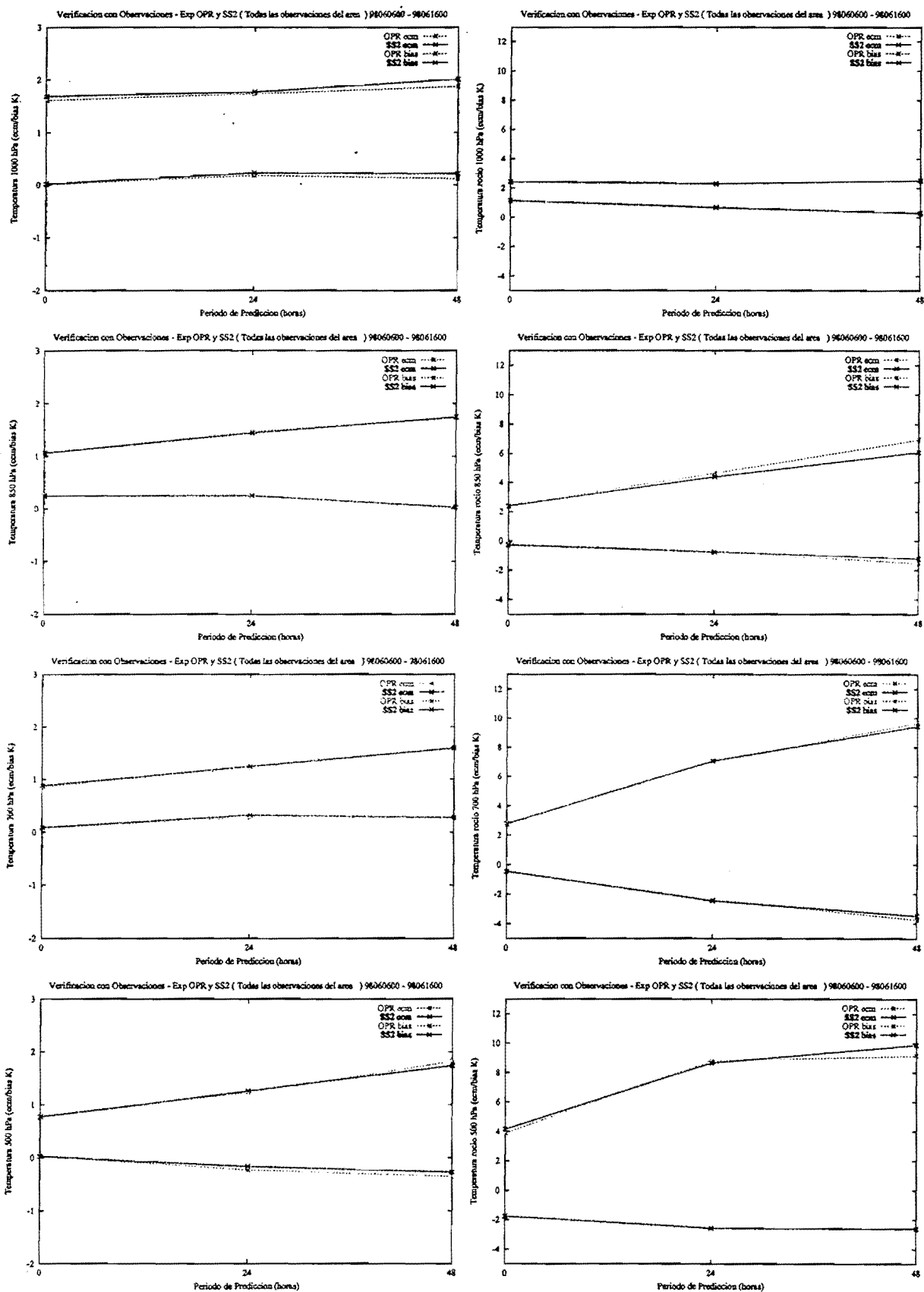


Figura 19: Verificación de temperatura del termómetro seco (izquierda) y del punto de rocío (derecha) en el segundo periodo sobre todo el área.

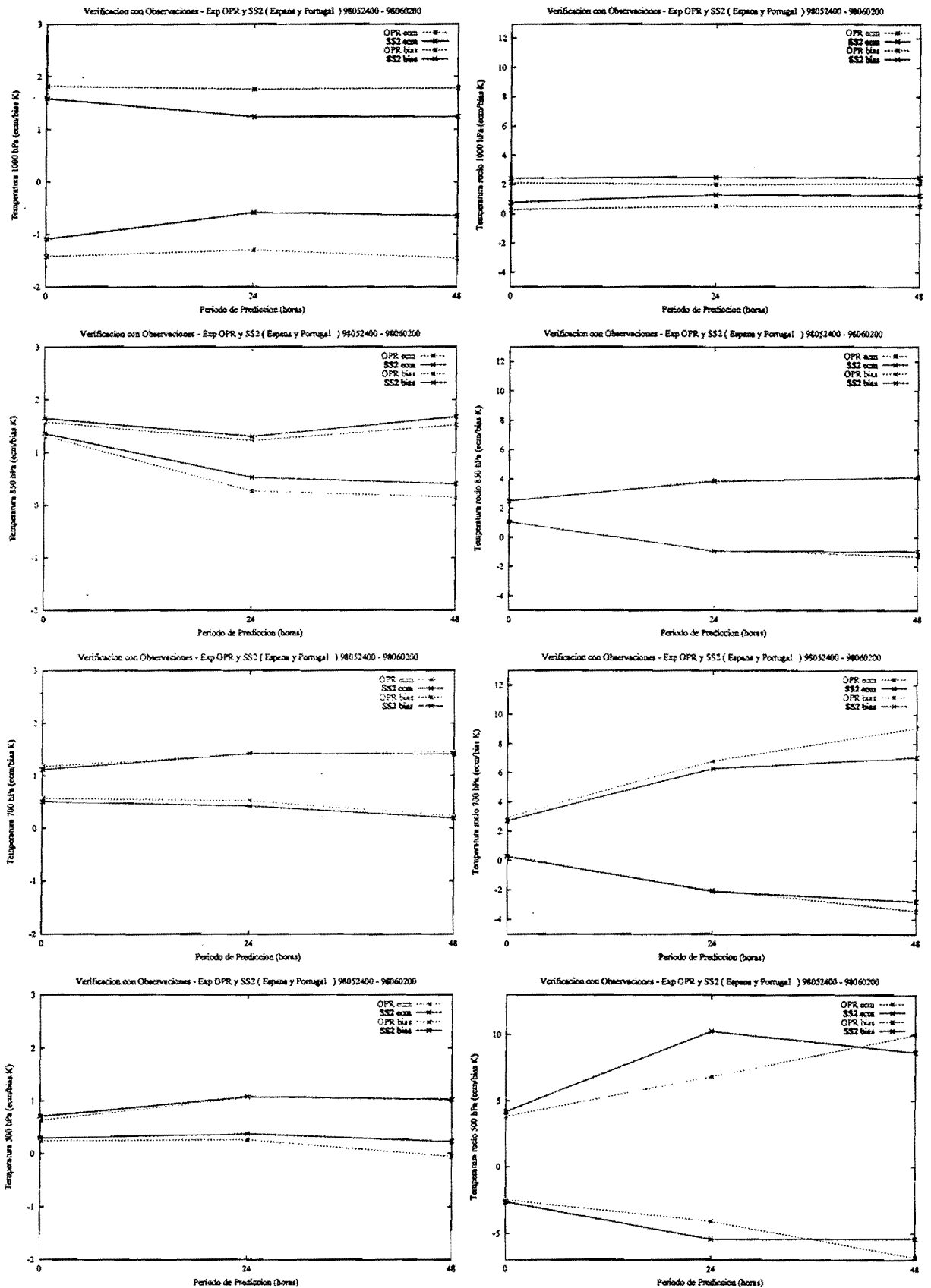


Figura 20: Verificación de temperatura del termómetro seco(izquierda) y del punto de rocío (derecha) en primer periodo sobre España.

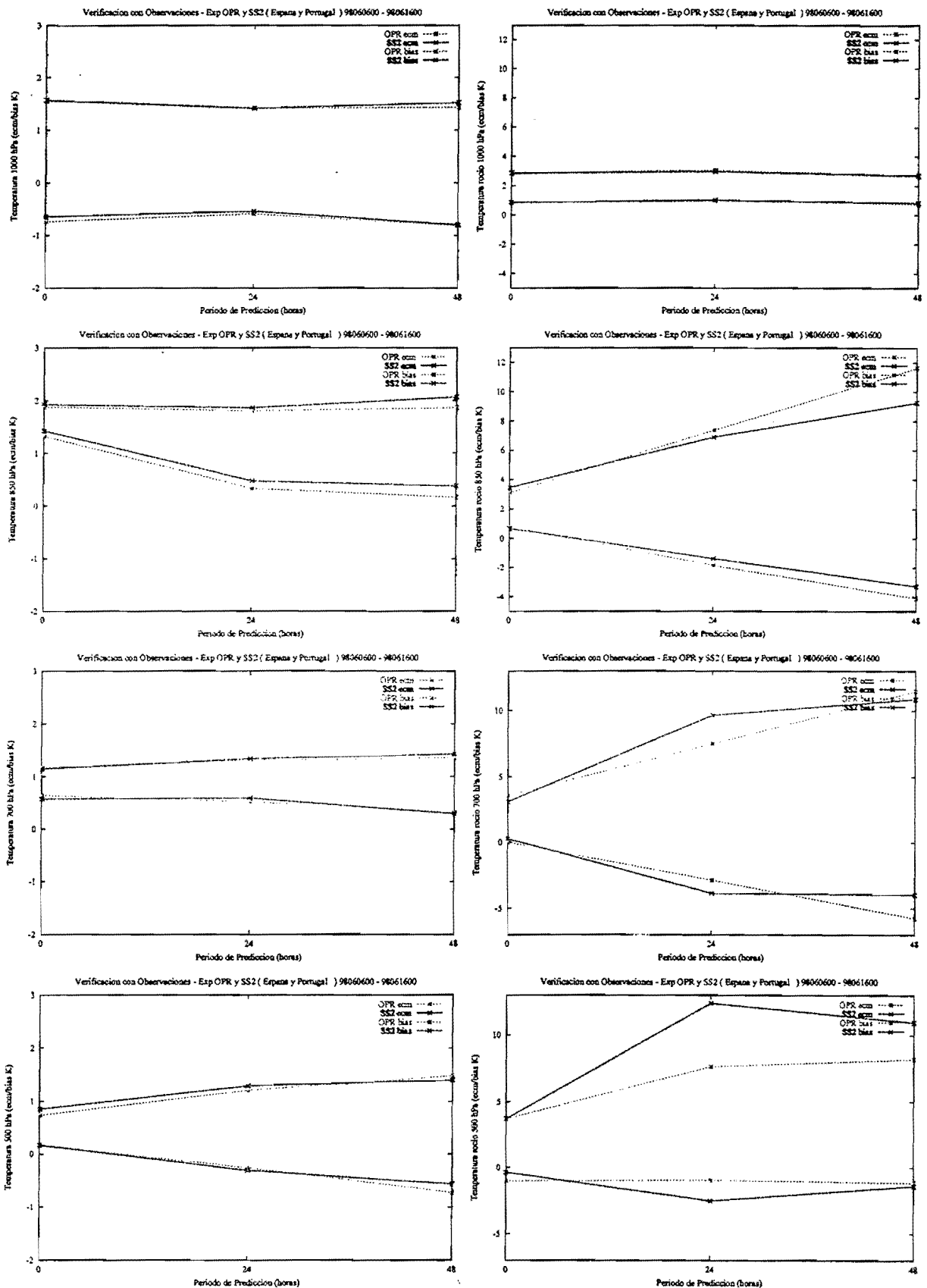


Figura 21: Verificación de temperatura del termómetro seco(izquierda) y del punto de rocío(derecha) en segundo periodo sobre España.

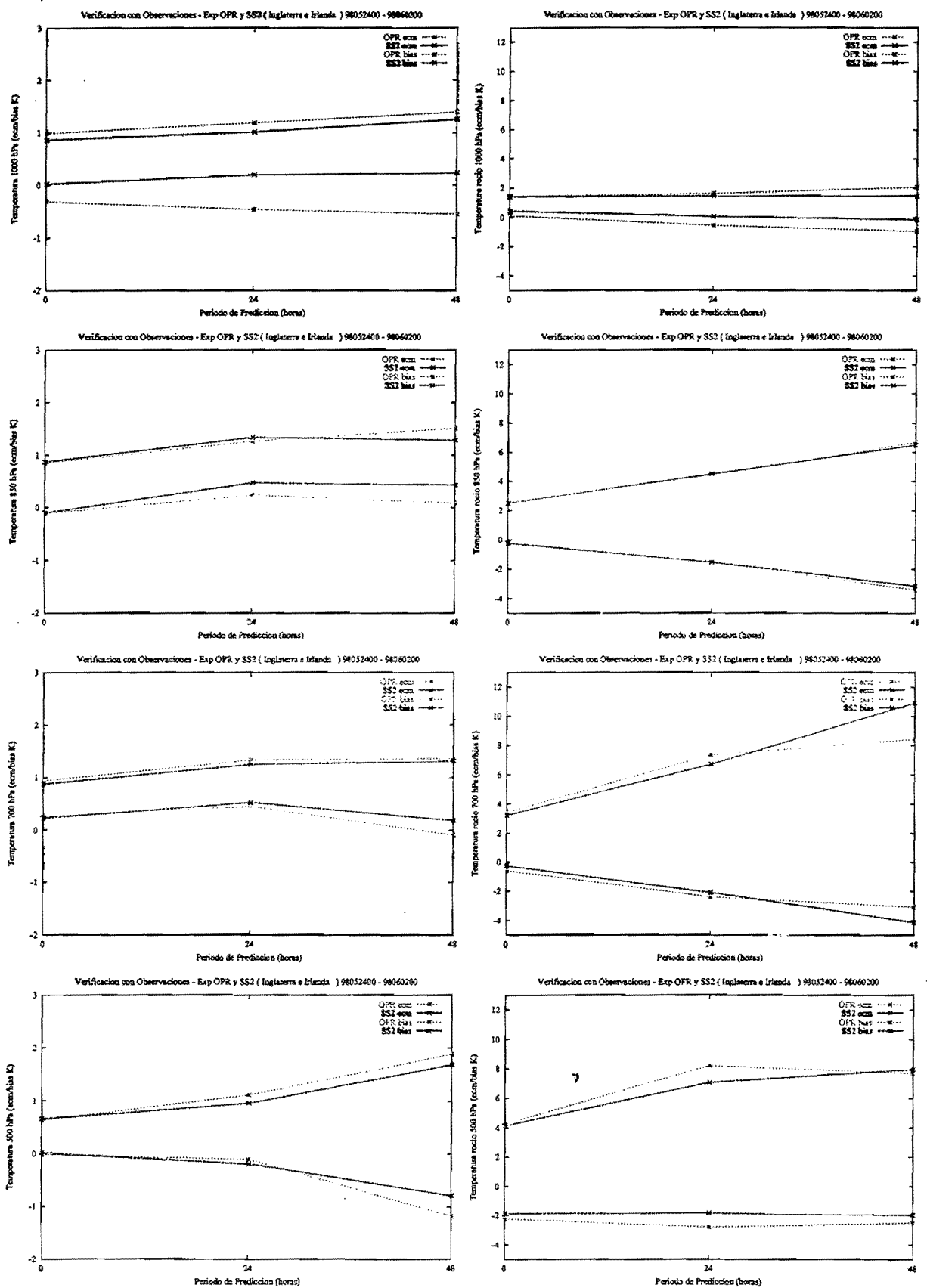


Figura 22: Verificación de temperatura del termómetro seco(izquierda) y del punto de rocío (derecha) en primer periodo sobre Irlanda e Inglaterra.

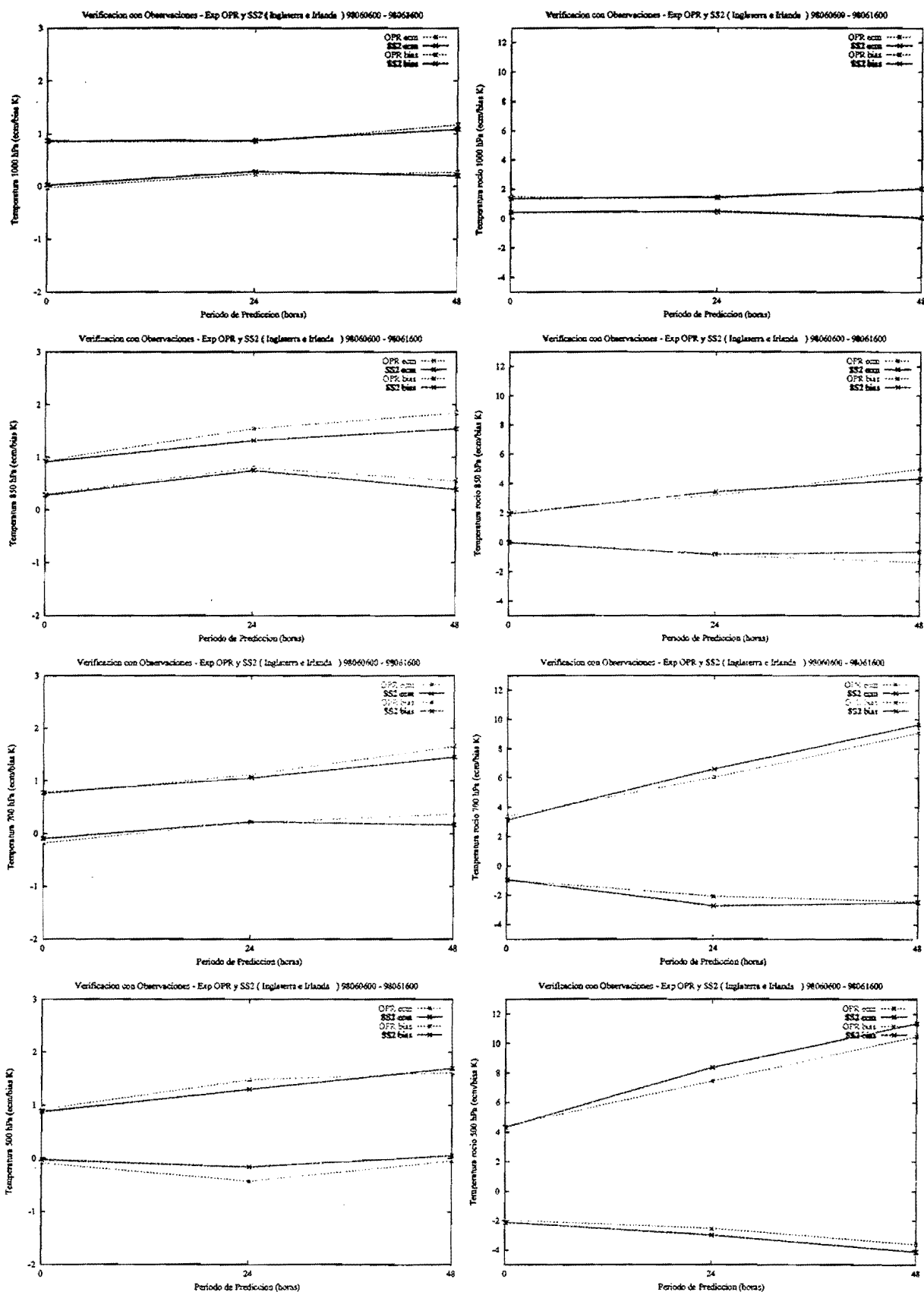


Figura 23: Verificación de temperatura del termómetro seco(izquierda) y del punto de rocío(derecha) en segundo periodo sobre Irlanda e Inglaterra.

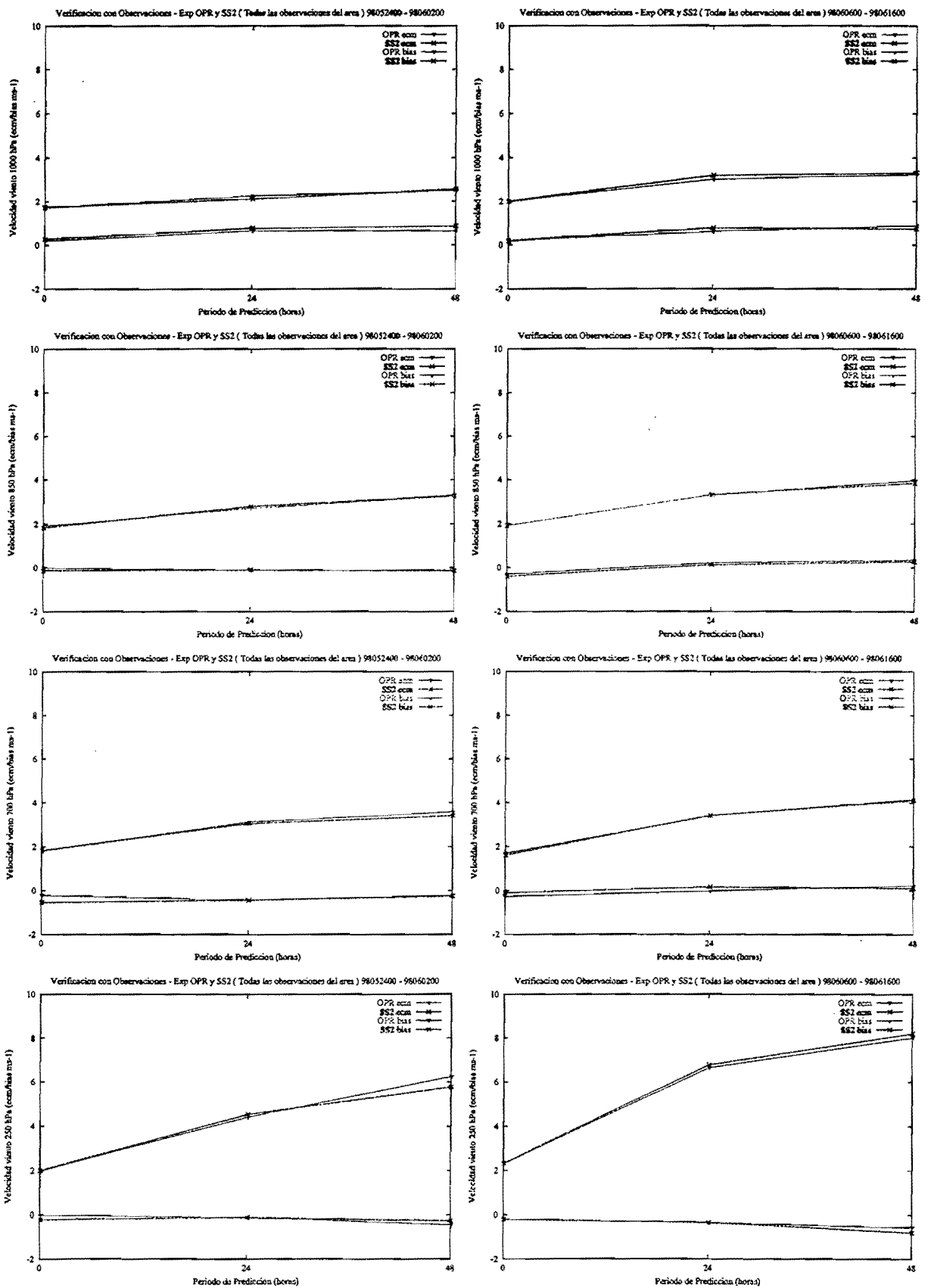


Figura 24: Verificación frente a radiosondeos de velocidad del viento en todo el área. Izquierda: primer periodo, derecha segundo periodo.

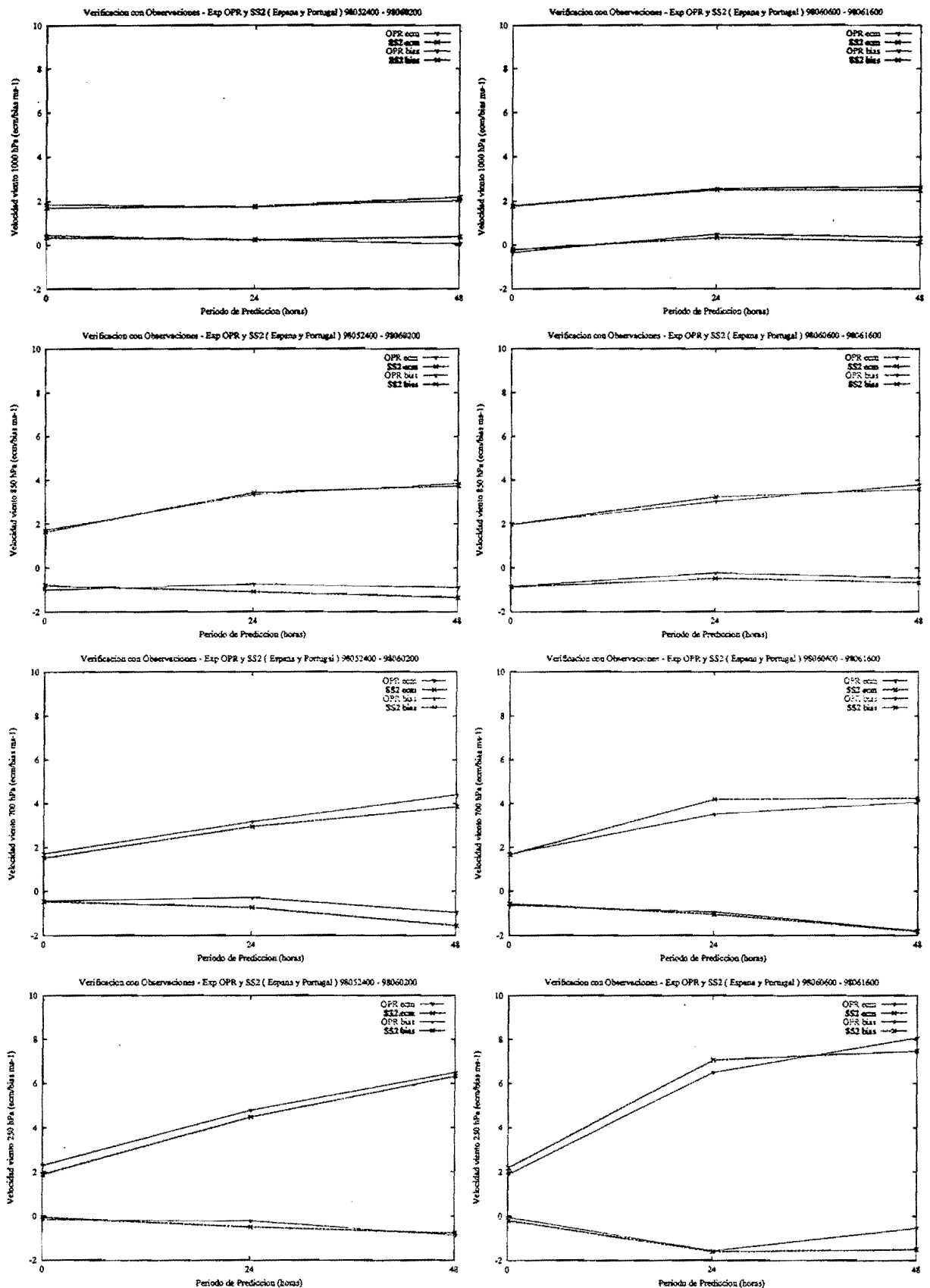


Figura 25: Verificación frente a radiosondeos de velocidad del viento sobre España. Izquierda: primer periodo, derecha segundo periodo.

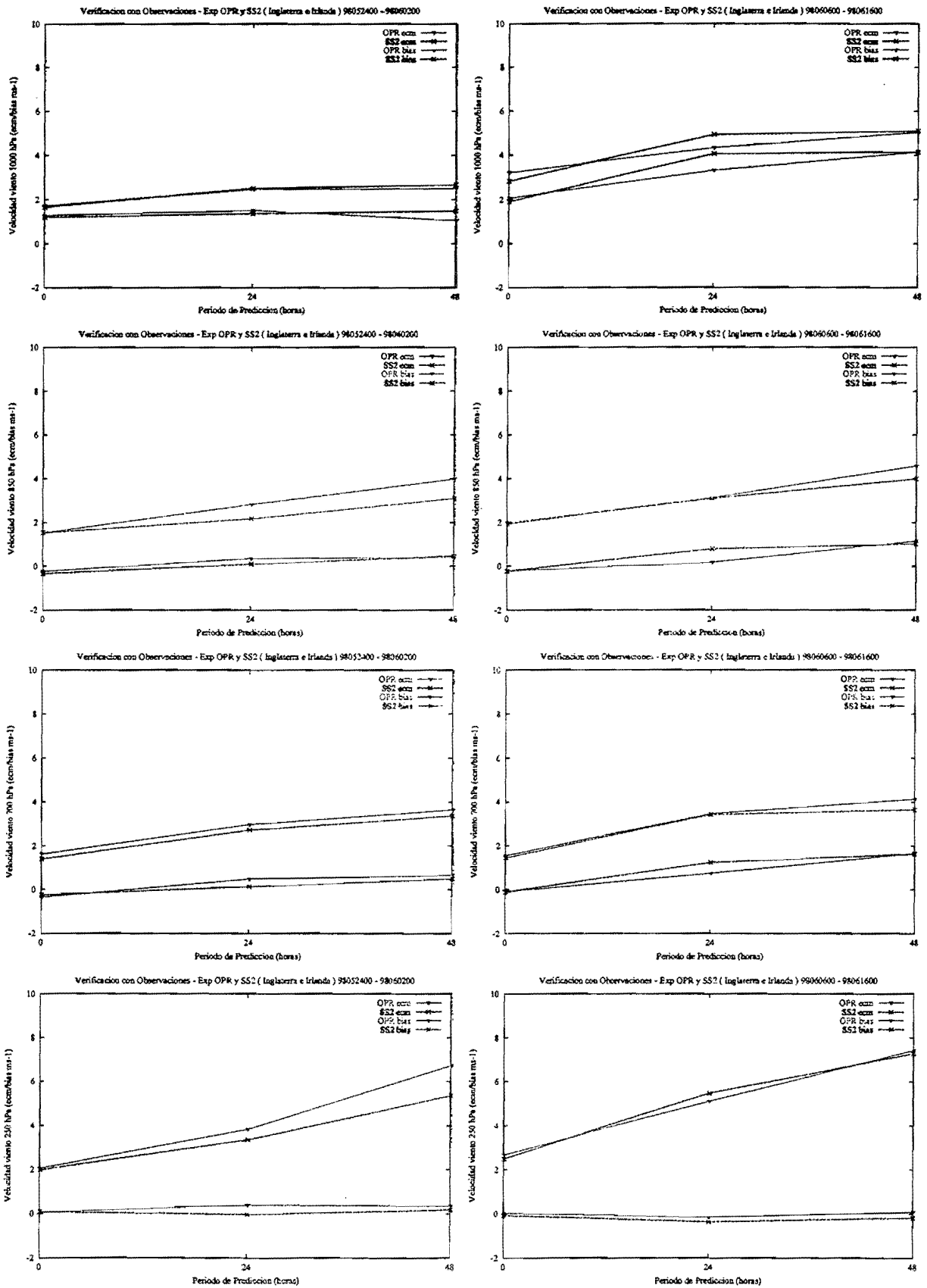
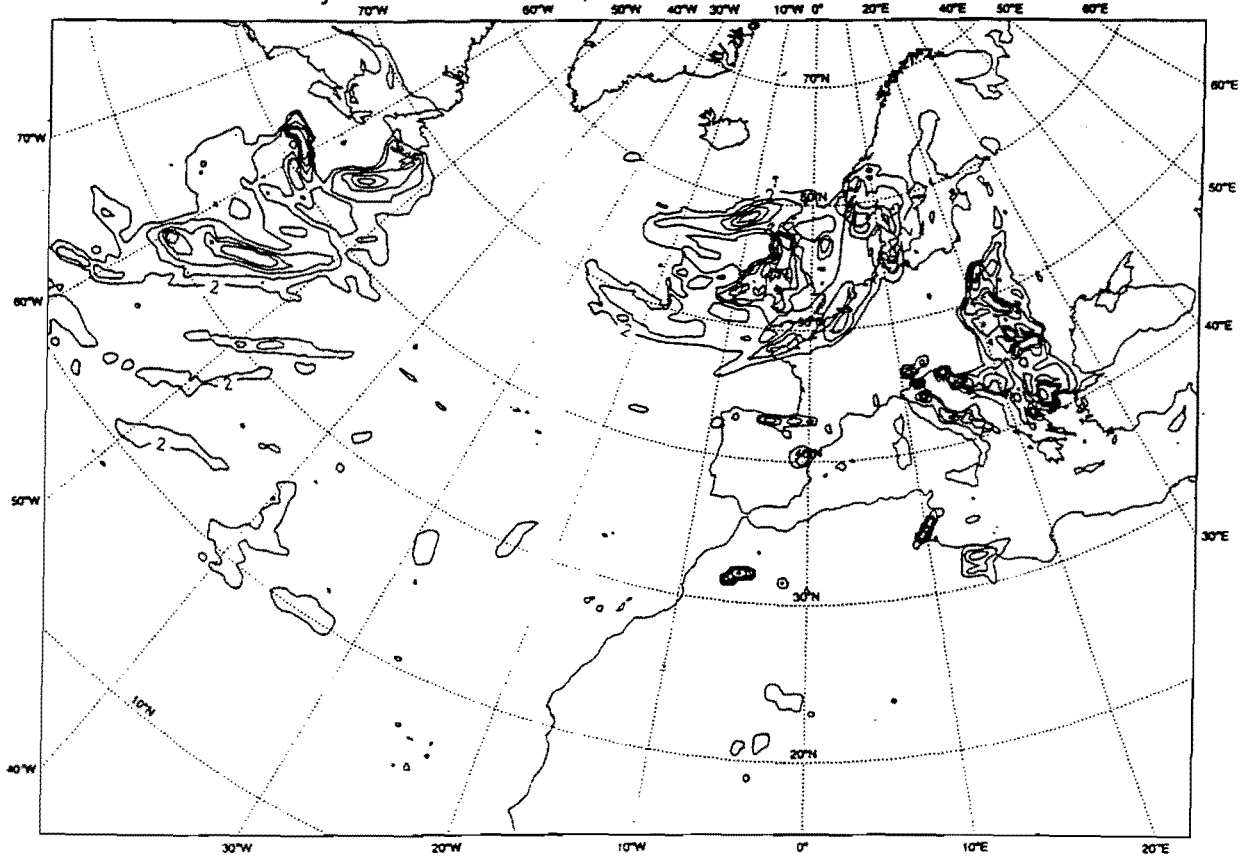


Figura 26: Verificación frente a radiosondeos de velocidad del viento sobre Inglaterra e Irlanda. Izquierda: primer periodo, derecha segundo periodo.

HIRLAM OPR: Precipitación Total (2, 5, 10, 15, 20, 40, 80, 120, 150 mm)
Analysis 09/06/98 00 Z, H + 24 -- Val 10/06/98 00 Z



HIRLAM SS2: Precipitación Total (2, 5, 10, 15, 20, 40, 80, 120, 150 mm)
Analysis 09/06/98 00 Z, H + 24 -- Val 10/06/98 00 Z

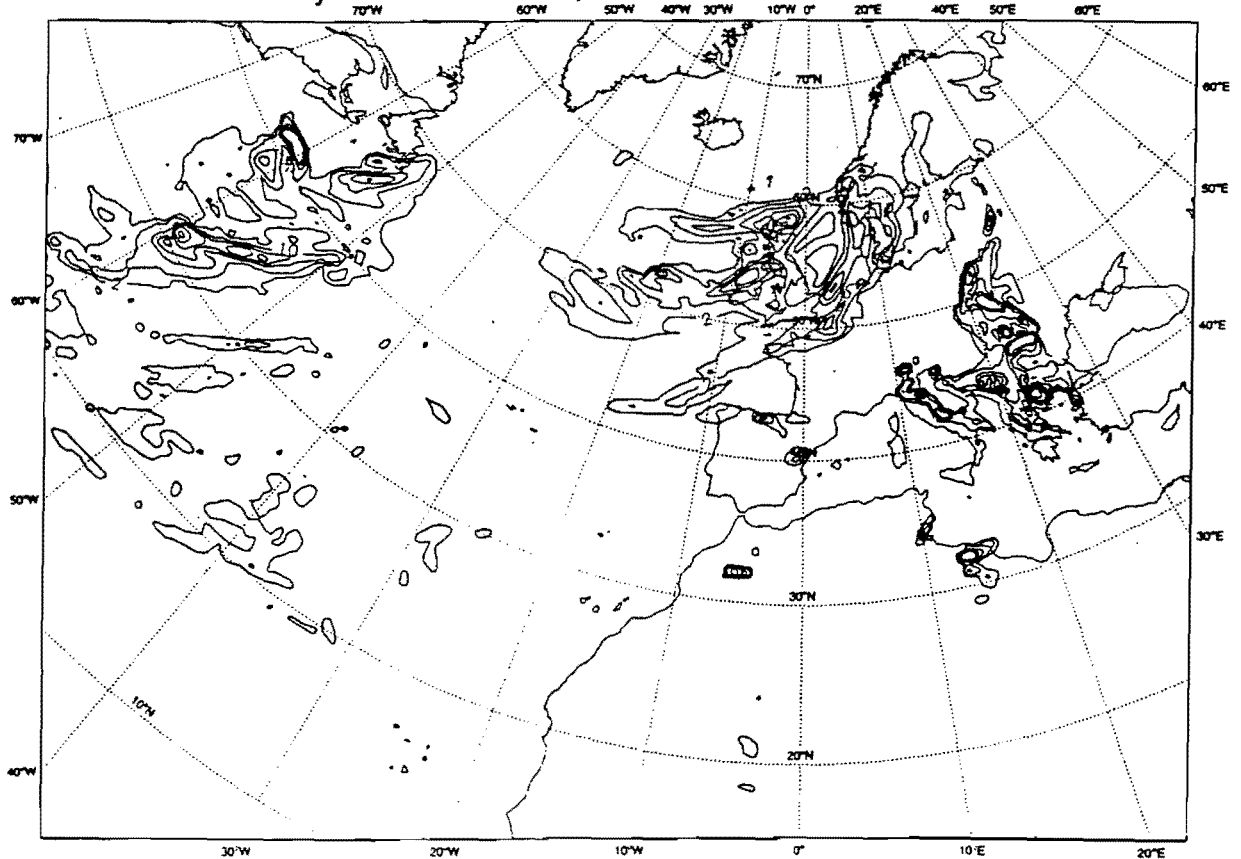
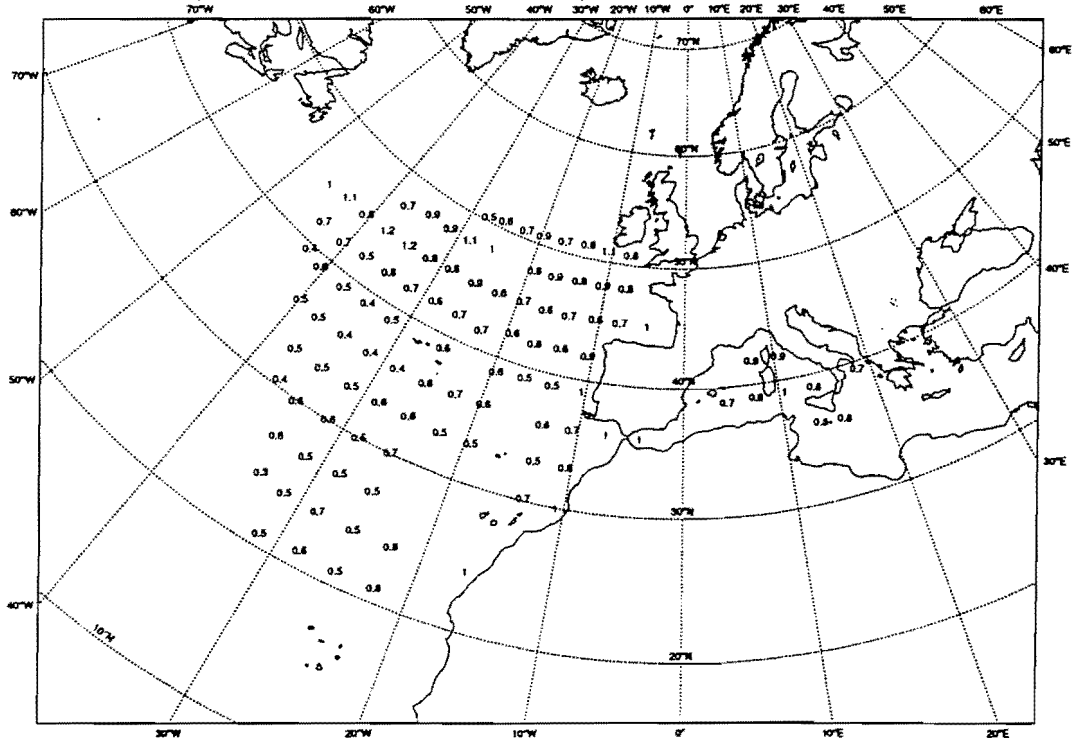


Figura 27: Precipitación acumulada en 24 horas prevista por la pasada operativa (arriba) y la experimental con TAM analizada (abajo) el día 9 de Junio de 1998

Variabilidad promedio en 7 días observada por los datos locales de TAM



Variabilidad promedio en 7 días observada por los datos NMC de TAM

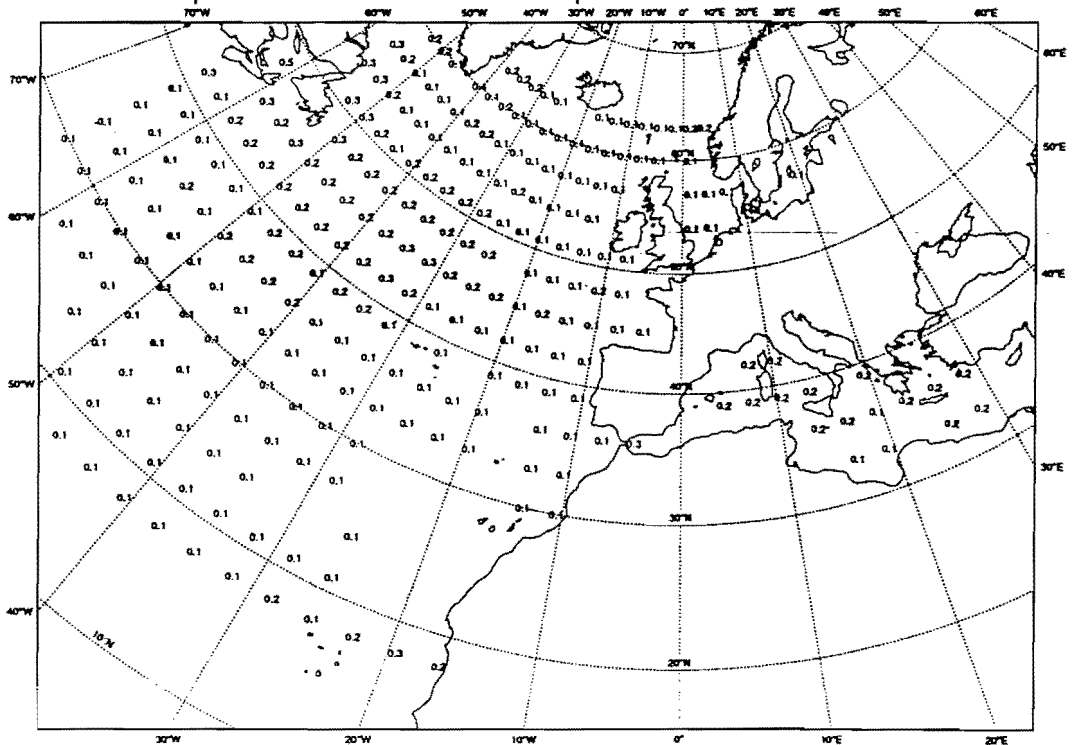


Figura 28: Variabilidad en intervalos de una semana observada por los datos de temperatura del agua del mar derivados localmente en el INM (arriba) y por el análisis de TAM del NMC (abajo). Ambas corresponden al mes de agosto del 1998.

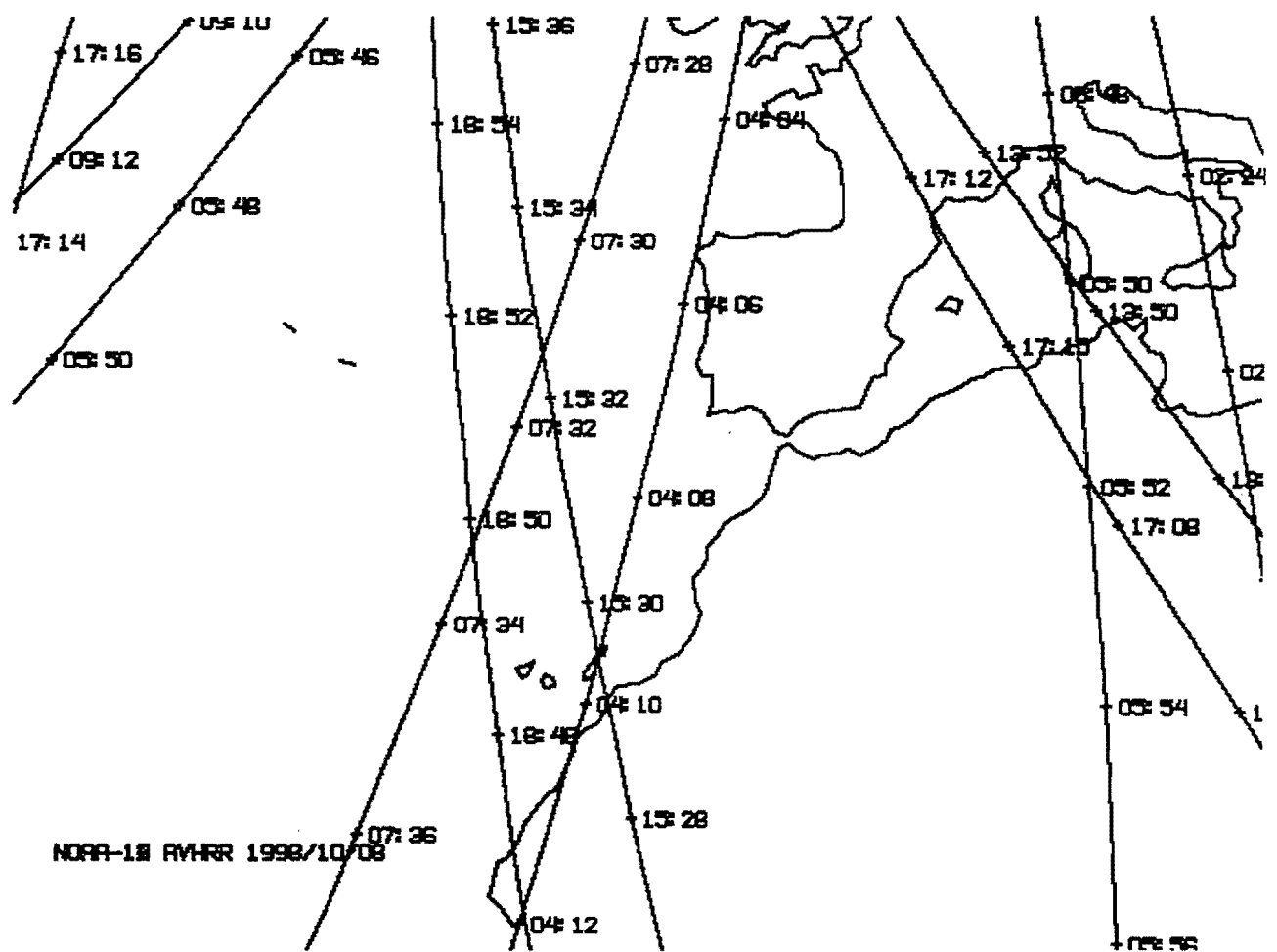


Figura 29: Orbitas de los satélites NOAA14 y NOAA12 en un día determinado.

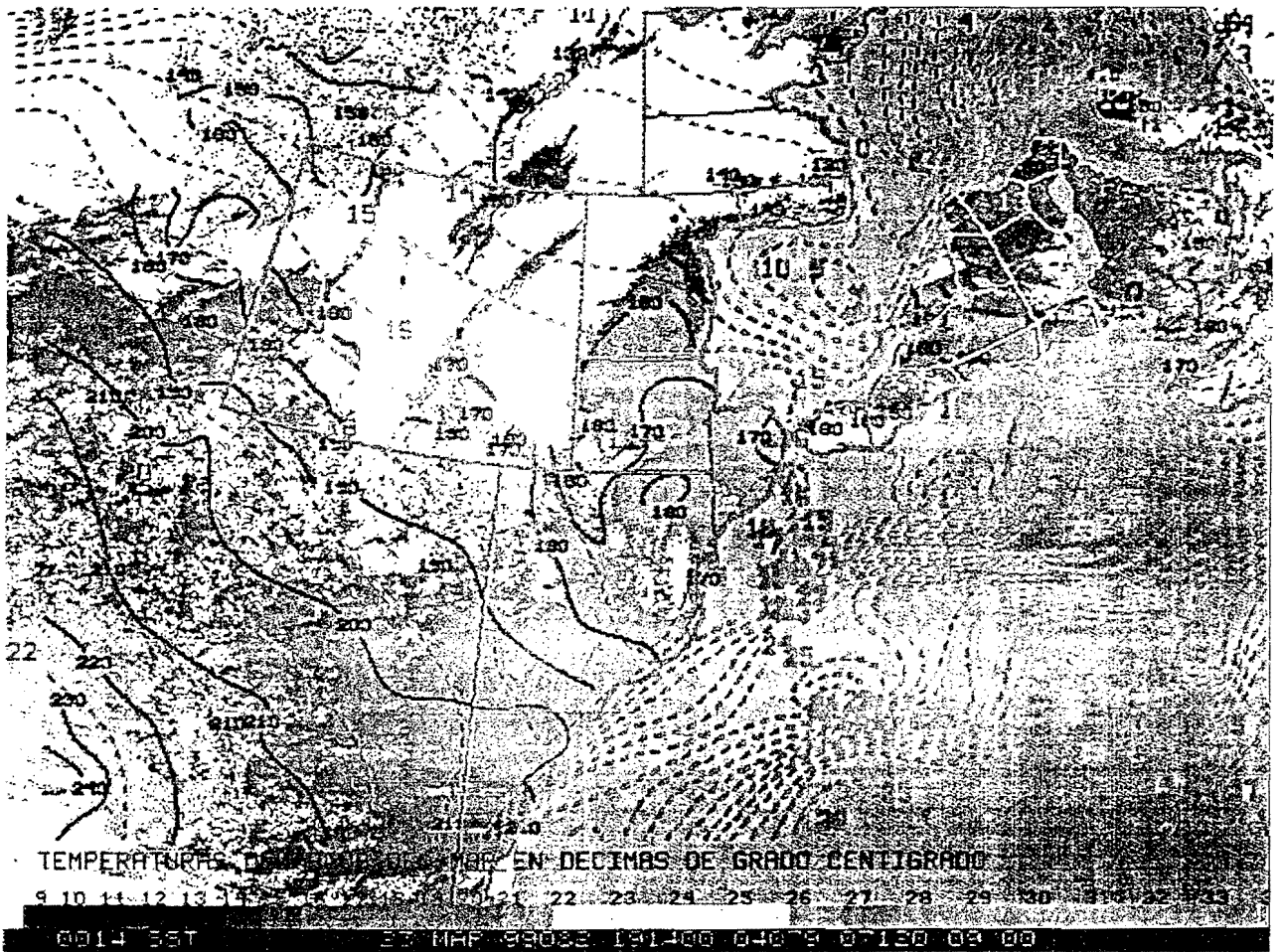


Figure 30: Superposición de los datos de TAM-AVHRR generados en el INM (que además aparecen contorneados con línea continua), frente al campo de temperatura de superficie del modelo del CEPPM (líneas discontinuas) el día 23 de Marzo de 1999