

Investigación en el Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio

MARIANO HORTAL

Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio
Reading, Reino Unido

I. INTRODUCCION

El Centro Europeo de Predicción (Meteorológica) a Plazo Medio (CEPPM) existe desde hace unos quince años y es reconocido universalmente como una organización científica internacional de la más alta calidad. El CEPPM es hoy día uno de los principales centros de investigación en predicción numérica del tiempo y uno de los mayores productores de predicciones operativas. En el contexto de Europa, el CEPPM está plenamente integrado con sus Estados miembros a los cuales suministra las mejores predicciones a plazo medio existentes hoy día en todo el mundo. Las demandas crecientes cada día de productos operativos provenientes del CEPPM se deben en gran parte a la alta calidad y fiabilidad de estos productos. El CEPPM, por otra parte, ha propiciado directa e indirectamente la cooperación europea en predicción del tiempo y ha sido un punto focal para el trabajo de muchas Instituciones.

El programa de investigación y desarrollo que permite al CEPPM alcanzar sus objetivos es revisado anualmente por el Consejo, tras oír las opiniones de los Comités Asesores tanto el Científico como el Técnico que se reúnen al menos una vez al año.

Los objetivos para un período de diez años fueron definidos por última vez en 1987 y son los siguientes:

- 1) La finalidad principal del CEPPM debe seguir siendo la producción de predicciones meteorológicas fiables a medio plazo.
- 2) El plazo medio debe ser considerado como la escala de tiempo en la que las condiciones iniciales de la atmósfera son aún de importancia primordial. No parece existir justificación para separar los problemas científicos asociados con la predicción a plazo medio con los de la denominada predicción de plazo extendido.

- 3) La estimación *a priori* de la fiabilidad de las predicciones debe ser uno de los aspectos más importantes del trabajo del CEPPM.

La revisión continuada de los objetivos y estrategias del CEPPM está justificada por los desarrollos en las ciencias atmosféricas, el rápido desarrollo de los ordenadores, las comunicaciones cada vez más rápidas y la modernización en las técnicas de observación, así como por las crecientes demandas de los países miembros de predicciones para cubrir sus necesidades operativas.

Desde que comenzó la actividad operativa en el Centro, hace más de diez años, la precisión de la predicción producida en el mismo ha ido incrementando paulatinamente. El límite de utilidad de la predicción (indicado por un coeficiente de correlación de las anomalías previstas y las observadas de más de 0,6) correspondiente a latitudes extra-tropicales del hemisferio Norte ha sido extendida de unos cinco hasta unos siete días como se muestra en la figura 1. Mejoras similares, aunque a un menor nivel, se han producido en los trópicos y en el hemisferio Sur.

Estas mejoras en la precisión de la predicción se deben a mejoras en la red de observaciones y a los muchos desarrollos en el sistema de análisis y predicción que han logrado: mejorar la asimilación de datos para obtener el estado actual de la atmósfera, mejorar las técnicas numéricas empleadas por el modelo de predicción y mejorar la parametrización o representación dentro del modelo de los procesos físicos importantes que suceden en la atmósfera.

En este artículo pretendo pasar revista a las investigaciones que se han producido recientemente y a las que en este momento se están llevando a cabo en el CEPPM y que se espera que posibiliten el que su predicción más allá de un par de días siga siendo la de mayor fiabilidad de las que se producen hoy día en todo el mundo y siga aumentando su nivel de fiabilidad como lo ha hecho hasta ahora.

El actual plan de investigación cuatrienal del CEPPM fija como objetivos básicos a conseguir entre 1991 y 1994 los siguientes:

1. Desarrollar un sistema 4-dimensional de asimilación de datos.
2. Mejorar la actual utilización de datos de satélite en modelos numéricos.
3. Desarrollar un nuevo sistema de predicción de alta resolución.
4. Desarrollar un sistema para la predicción de la fiabilidad de la predicción.

En lo que sigue se describen los puntos concretos de investigación que en la actualidad se están llevando a cabo con el fin de cumplir esos objetivos.

2. ASIMILACION DE DATOS

El pasado año 1989 se cumplió el décimo aniversario de un experimento fundamental en la historia de la meteorología y, en particular, de la comprensión del problema de asimilación de datos para suministrar un estado inicial

ECMWF FORECAST VERIFICATION 12Z
 500hPa GEOPOTENTIAL
 ANOMALY CORRELATION FORECAST
 N.HEM LAT 20.000 TO 90.000 LON -180.000 TO 180.000

SCORE REACHES 60.00 MA
 • SCORE REACHES 60.00

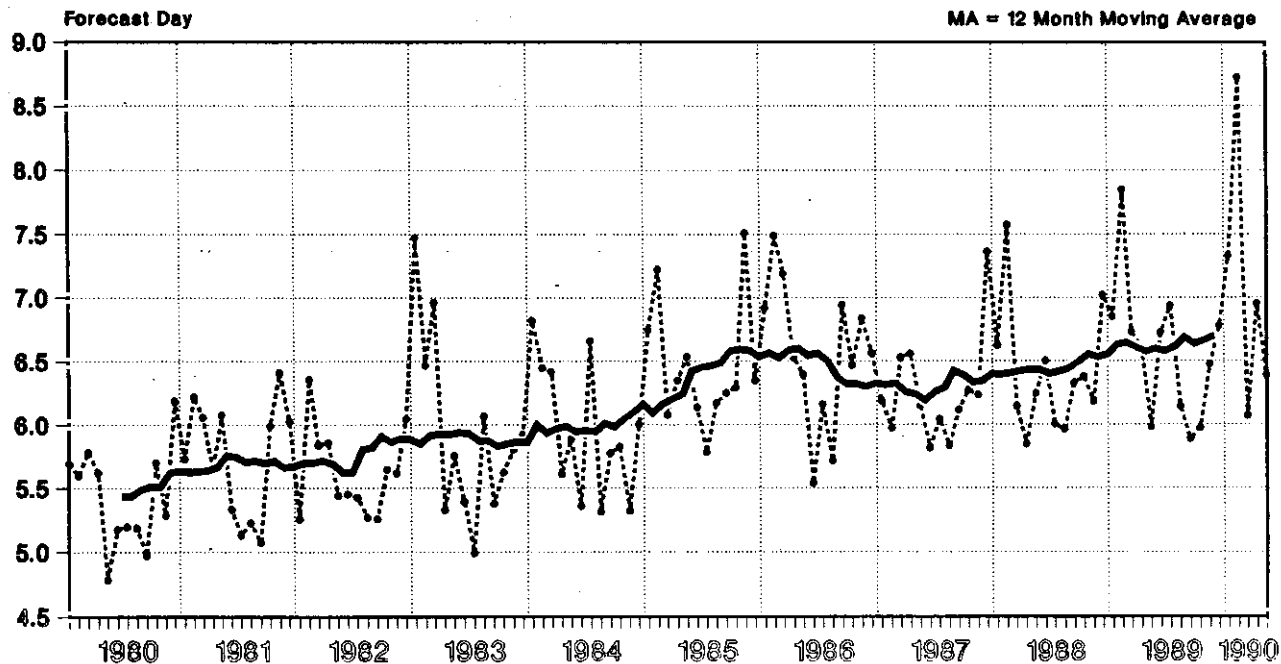


Figura 1.—Promedio mensual (línea de trazos) y de los últimos 12 meses (línea continua) del día de la predicción en el que el coeficiente de correlación de anomalías en el campo de geopotencial de 500 hPa cae por debajo de 60%.

a un modelo de predicción numérica. Es el Primer Experimento Global del GARP o FGGE que suministró el mejor conjunto de datos de observación de cobertura global para modelos numéricos. Al principio de los 80, la producción del conjunto de análisis FGGE (base de datos III-b) por los sistemas del CEPPM y del Global Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) de Estados Unidos suministró una oportunidad única para comprobar el rendimiento de sistemas de asimilación global en un gran número de casos utilizando nuevos sistemas de observación tales como boyas, datos automáticos de aviones (ASDAR) y sondeos por satélite (TOVS).

2.1. Modelo de análisis

El primer sistema de asimilación operativo del CEPPM se basaba en análisis 3-dimensional multivariante por el método de interpolación óptima e inicialización no lineal por modos normales. Estos principios siguen siendo la base de la asimilación de datos operativa en 1990; por tanto, una visión superficial a los principios científicos puede dar la impresión de que no ha sucedido nada en los últimos once años. Sin embargo, todas las evaluaciones tanto objetivas como subjetivas muestran una mejora continuada de la calidad del sistema de asimilación del CEPPM que puede ser explicada por las muchas mejoras introducidas en la aplicación operativa de los principios básicos (que siguen siendo los mismos).

La primera tendencia de los sistemas de asimilación global de datos es que se apoyan cada vez más en un modelo de predicción. La segunda es que utilizan parámetros cada vez más cerca de las cantidades realmente observadas, es decir, de los datos sin preprocesar (p.e. temperatura a nivel de la garita en vez de transformada a un nivel estándar de presión). La tercera es que los sistemas de asimilación requieren cada vez más una mejor calidad de las observaciones.

Estas tendencias son consistentes con otras dos características de los sistemas de predicción:

- El rango de variables observadas es cada vez mayor, según se van desarrollando nuevos instrumentos.
- Con el aumento de la capacidad de los ordenadores, la resolución y precisión de los modelos de predicción ha ido paulatinamente aumentando.

En los años 60 y principios de los 70, la noción de campo previo o primera aproximación (*first guess*) estaba presente en los sistemas de análisis, pero no era el «núcleo» del mismo. La intención era «*acercarse razonablemente a los datos observados y producir estructuras realistas en un mapa*». Durante la segunda mitad de los 70 se fue dando más importancia a la utilización en el sistema de asimilación de información procedente del modelo de predicción y a las interrelaciones entre campos exigidas por las ecuaciones de dicho modelo. Ello llevó principalmente al desarrollo de la inicialización no lineal por modos normales.

Aunque el sistema de asimilación del CEPPM en 1979 utilizaba el modelo de predicción para producir un campo previo, el análisis no manejaba directamente las mismas variables que aquél. El análisis se efectuaba en niveles de presión (mientras que el modelo de predicción utilizaba como coordenada vertical la llamada coordenada sigma) y el campo de masa analizado era el geopotencial (mientras que en el modelo de predicción la variable manejada era la temperatura). Igualmente la humedad analizada era la humedad relativa mientras que el modelo de predicción utiliza la humedad específica.

Las siguientes modificaciones del sistema de análisis han acercado a éste progresivamente al modelo de predicción desde entonces:

a) Interpolación vertical de los incrementos producidos por el análisis sobre el campo previo en lugar de interpolar el propio campo (1980) desde los niveles de presión analizados a los niveles del modelo.

b) Introducción de efectos no adiabáticos en la inicialización (1982).

c) Análisis efectuado directamente sobre los niveles del modelo en lugar de sobre niveles de presión (1984).

d) Efecto de la «marea atmosférica» debida al ciclo diurno introducido en la inicialización (1986).

e) Análisis efectuado sobre la rejilla horizontal del modelo (rejilla gaussiana) en lugar de sobre un conjunto de puntos homogéneamente distribuidos en longitud y latitud (1986).

f) Introducción de funciones de estructura que permiten analizar el viento divergente (1988). Los incrementos analizados anteriormente eran forzados a cumplir la condición de geostrofia.

Sin embargo, el sistema de interpolación óptima intermitente (análisis efectuados independientemente del modelo de predicción cada 6 horas, aunque utilizando como campo previo la predicción producida por éste) «olvida» durante el proceso de análisis las ecuaciones de predicción. Para vencer esta limitación de forma limpia se necesita calcular una *trayectoria del modelo que se ajuste a las observaciones disponibles «razonablemente»*, es decir, consistentemente con la calidad de las propias observaciones. Este método se denomina asimilación variacional 4-dimensional y consiste en hallar un estado inicial a partir del cual la distancia ponderada entre la trayectoria del modelo y las observaciones se haga mínima. Claramente esta forma de afrontar el problema utiliza las ecuaciones del modelo de predicción de forma directa y explícita en el proceso de análisis. La herramienta matemática natural para resolver este problema de minimización es la noción de operador adjunto.

El análisis basado en la técnica variacional no necesita necesariamente ser 4-dimensional para ser útil. Si la distancia se calcula, no a lo largo del tiempo, sino en un momento determinado (análisis variacional 3-dimensional), la técnica producida presenta varios aspectos que son más flexibles que la de Interpolación Óptima.

Por ejemplo, la técnica de Interpolación Óptima sólo puede utilizar datos de observación que dependan *linealmente* de las variables a analizar.

mientras que la técnica variacional puede utilizar observaciones que dependan de las variables a analizar a través de cualquier *operador diferenciable*. Como ejemplo, una observación de dirección de viento, pero no de su intensidad, no se puede utilizar para el análisis de las componentes del viento en la Interpolación Óptima, ya que el operador que las relaciona contiene senos y cosenos y, sin embargo, se puede utilizar de forma natural en la técnica variacional.

El mejor ejemplo es la utilización de las radiancias medidas por satélite en el análisis de temperatura y humedad. Para utilizar éstas en el contexto de Interpolación Óptima, se debe primero «extraer» un perfil de temperatura-humedad que se adapte a las radiancias medidas y luego se utiliza este perfil en el análisis. En la técnica variacional se calcula la radiancia a partir de un estado del modelo de predicción, aplicando el operador de transferencia radiativa y entonces se halla la «distancia» entre ésta y la radiancia medida. La idea es minimizar esta distancia para lo cual, en principio, se puede calcular el gradiente de la función distancia respecto a la radiancia y modificar esta última en la dirección decreciente de la primera. Sin embargo, la noción de operador adjunto del operador de transferencia radiativa nos permite calcular el gradiente con respecto a cada una de las variables del modelo de predicción y modificar éstas directamente para alcanzar el mínimo de la función distancia.

2.2. Seguimiento de la calidad de los datos

Cuando hace algo más de diez años se pusieron en operación los primeros modelos de predicción global, la principal preocupación era la falta de datos en algunas zonas, principalmente en el hemisferio sur (ver fig. 2), más que la calidad de las observaciones existentes. En 1990 la situación es que se dispone operativamente de datos TOVS con resolución de 80 km en la horizontal (ver fig. 3) y, por tanto, la mejora en la calidad de estas observaciones es de primordial importancia. Esto es consecuencia natural de la evolución de los sistemas de predicción, puesto que la calidad de la observación se juzga por comparación con la calidad de la propia predicción. Durante los últimos diez años, la calidad de la predicción a 6 horas (campo previo para el análisis) ha mejorado dramáticamente debido al uso de técnicas numéricas más eficientes, parametrizaciones físicas más sofisticadas y mayor resolución de los modelos de predicción, y sin embargo, los instrumentos que producen los TOVS no han cambiado.

Durante los últimos años, los controles de calidad de las observaciones, particularmente las provenientes de satélites, han tenido que ser ajustados a menudo como resultado de las investigaciones sobre la influencia en la calidad del análisis (y subsecuente predicción) de los errores en las observaciones.

— En julio de 1987, se cambió el modelo de análisis de forma que utilizase sólo 7 capas en lugar de 11 de los partes SATEM, puesto que

ECMWF Monitoring Statistics - JUL 1989
Availability - Number of obs at 12 UTC
SYNOP/SHIP,AIREP,DRIBU,TEMP,PILOT

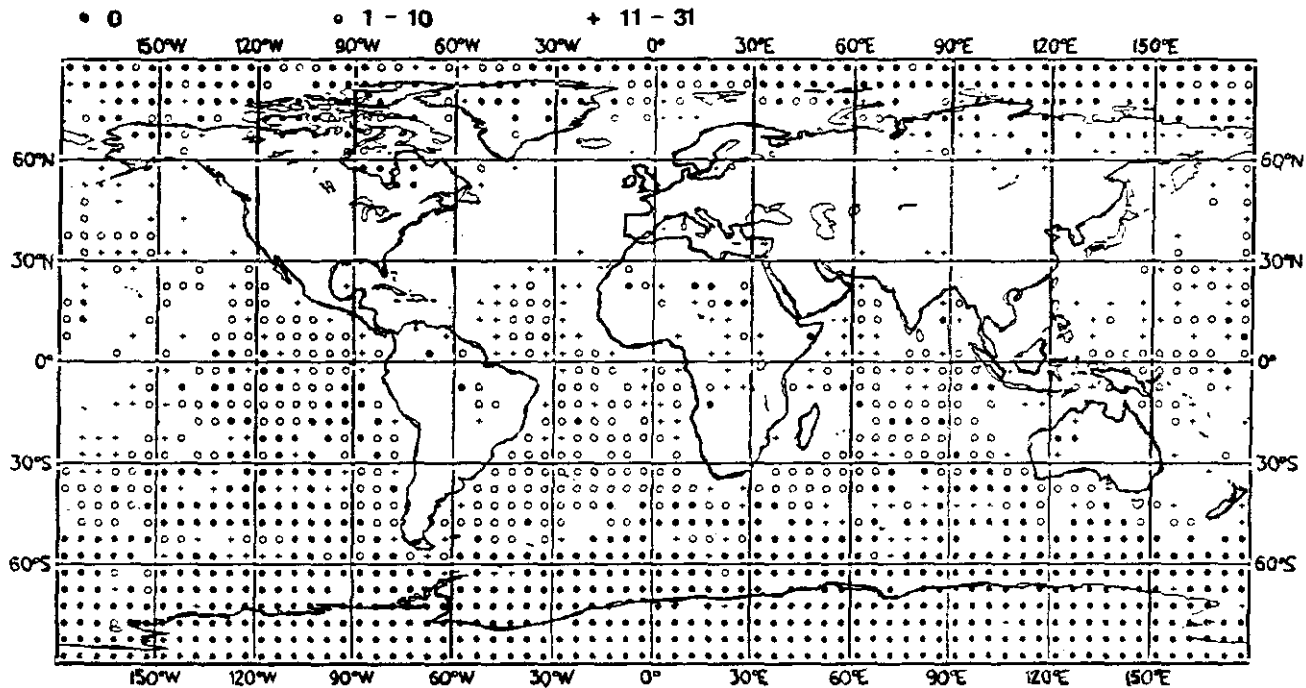


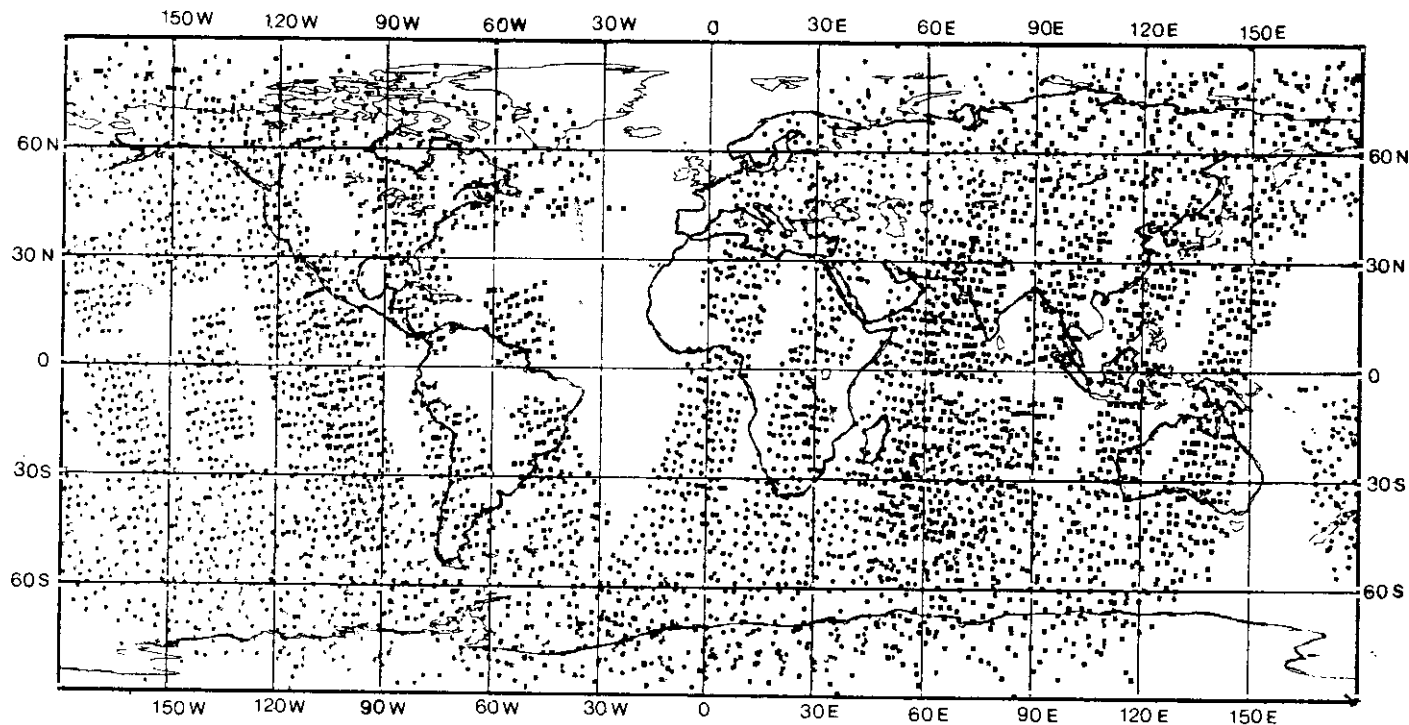
Figura 2.—Número promedio de observaciones convencionales, disponibles para el modelo de análisis a las 12Z, en el mes de julio de 1989, excluyendo datos de satélite, en cada cuadrado de 5×5 grados. Las áreas en blanco indican un mínimo de 30 observaciones. Los símbolos indican escasez de datos, como se indica en la parte superior del gráfico.

DATA COVERAGE - TOVS (250 KM)

0000 UTC

910313

NUMBER OF OBSERVATIONS 2520 (NOAA11) + 2413 (NOAA10)



DATA COVERAGE - TOVS (250 KM) 1200 UTC 910313

NUMBER OF OBSERVATIONS 1982 (NOAA11) + 2500 (NOAA10)

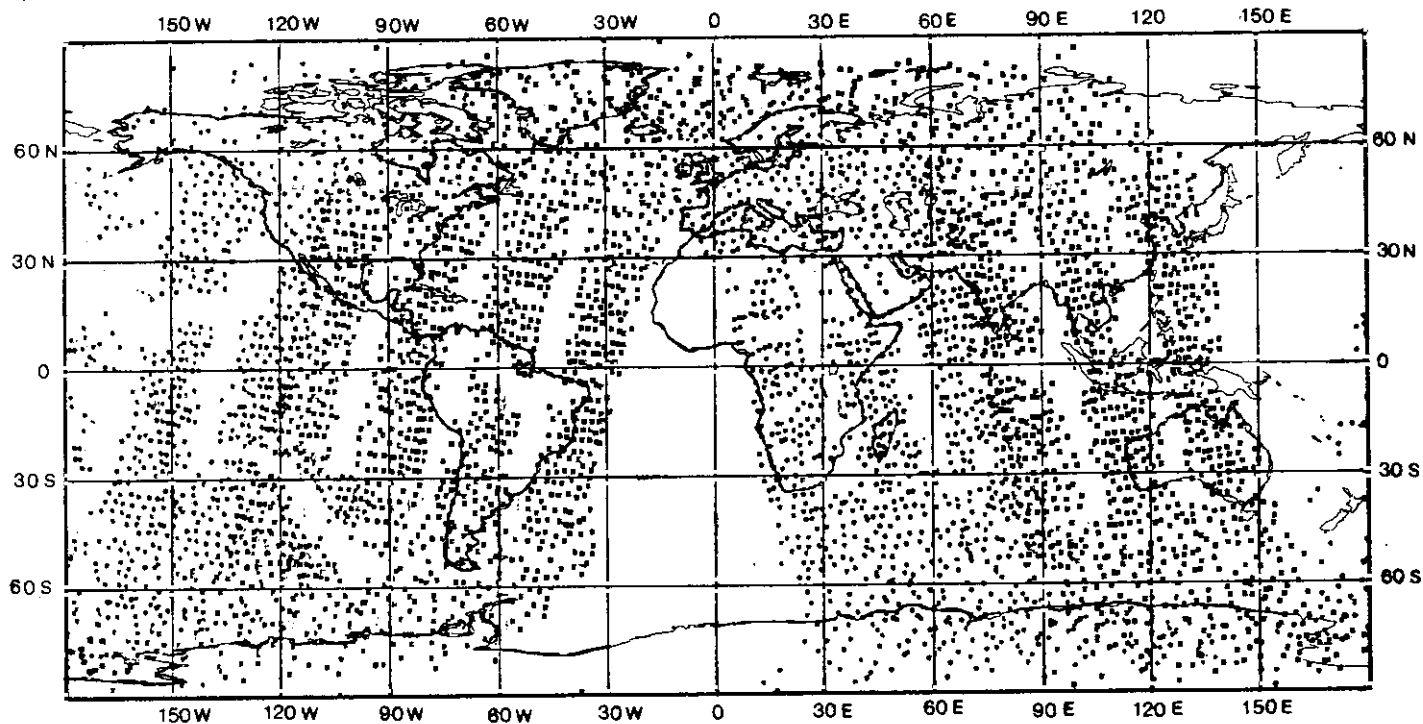


Figura 3. Cobertura de sondeos de satélites para los análisis de las 06Z y de las 12Z.

se descubrió que la resolución vertical dada por este tipo de partes no corresponde a la resolución real de los instrumentos de medida utilizados por los satélites, sino que es artificialmente introducida por el proceso de extracción de los perfiles verticales de temperatura y humedad a partir de las radiancias.

- En diciembre del mismo año, se introdujo un control más estricto de la calidad de los datos de viento provenientes de los satélites y se eliminaron todas las observaciones de este tipo efectuadas sobre tierra en zonas extratropicales, puesto que la menor calidad de los SATOB con respecto a los TEMP deterioraba el análisis.
- En agosto de 1989, se introdujo un control de calidad más estricto para partes AIREP que daban viento nulo.
- Al mismo tiempo que el cambio anterior, se comenzó a utilizar un chequeo de estabilidad para los datos SATEM, ya que se observó que este tipo de partes posee a menudo grandes errores cerca de la superficie que son compensados a niveles superiores, produciendo así perfiles no realistas. Para ello se definió un parámetro de estabilidad como

$$S - T_v(1000/700) - T_v(500/300)$$

donde $T_v(1000/700)$ y $T_v(500/300)$ son las temperaturas virtuales medias entre 1000 hPa y 700 hPa y entre 500 hPa y 300 hPa respectivamente. La elección de estas dos capas da una medida de la estabilidad general de la troposfera. La desviación entre el valor de este índice dado por los campos previos y los dados por los SATEM suministra una poderosa herramienta para controlar la calidad de estas observaciones.

El problema fundamental de los SATEM es la falta de resolución vertical, lo cual es especialmente cierto en regiones nubosas. Los datos de satélite son a menudo más calientes en la parte fría de los frentes y más fríos en la parte caliente, por lo que su utilización en el análisis de temperatura debilita los gradientes horizontales y reduce la intensidad del chorro en esas regiones.

En cuanto a otros datos de observación, el seguimiento operativo de todo tipo de observaciones proporciona la base para decidir sobre la utilización de los mismos. El CEPPM ha mantenido contactos fructíferos e intercambio de información con los otros dos centros designados por la OMM para el control de datos de observación: el NMC de Washington para datos de avión y satélite y el RSMC de Bracknell para observaciones marítimas y de superficie. El CEPPM, como centro dirigente para el control de radiosondas y radiovientos ha producido listas cada seis meses de estaciones sospechosas. Los resultados se comunican al secretariado de la OMM y a los Países miembros.

Recientemente se ha completado el «Estudio piloto para establecer el valor del intercambio de información entre el CEPPM y los países que

manejan sistemas de radiosondas». Durante el proyecto se produjo intercambio de información muy útil con 20 países, dando como resultado la corrección de errores sistemáticos en 21 estaciones de radiosonda.

Un ejemplo se muestra en la figura 4 donde está representada la diferencia entre la dirección del viento suministrada por la estación 24959 de la URSS y el campo previo del CEPPM, es decir, la predicción a seis horas desde seis horas antes, dada por el modelo de predicción. En abril de 1989, antes de que la URSS participase en el proyecto, se produjo un error en el equipo de medida. Esto fue comunicado al punto focal de la URSS en septiembre que investigó la causa y el error fue enmendado.

2.3. Planes para los próximos cuatro años

La investigación sobre análisis de alta resolución y sobre datos de satélite ha demostrado que el control de calidad de las observaciones es de importancia decisiva para un análisis preciso. El actual procedimiento operativo de control de calidad seguirá siendo utilizado en el próximo futuro, aun después de que sea puesto en operación un sistema de análisis variacional.

Se llevarán a cabo estudios de estadísticas del error de las predicciones a seis horas (campos previos para el análisis) para ajustar las características del sistema de Interpolación Óptima al modelo de alta resolución que estará operativo durante el período.

Se estudiará la posibilidad de formular los procedimientos de control de calidad en términos de la función densidad de probabilidad del error de observación. Esta formulación proporciona una base más sólida para el control de calidad que el procedimiento secuencial actual, en el cual cada dato debe pasar por una cadena de comprobaciones cada vez más estrictas y un dato que no pasa uno de los eslabones no vuelve a ser considerado.

Se espera tener lista al final de 1990 una versión del análisis variacional 3-dimensional capaz de utilizar todo tipo de observaciones de las actualmente disponibles.

Se continuarán los esfuerzos para mejorar la calidad de los vientos deducidos de imágenes de satélite. Para ello se trabajará en colaboración con el CIMSS y ESOC para evaluar distintos métodos de cálculo de dichos vientos y asignación de su nivel.

3. INICIALIZACION

La inicialización es el proceso por el cual los campos analizados por el sistema de asimilación de datos son ajustados a las restricciones exigidas por las ecuaciones del modelo de predicción. Desde su introducción por Machenhauer (1977), la técnica de inicialización no lineal por modos normales ha sido la más empleada en modelos globales como el del CEPPM.

La inicialización adiabática por esta técnica consiste en modificar los campos analizados de forma que la tendencia inicial de los modos normales (autovectores de las ecuaciones de evolución linealizadas) correspondientes a ondas de gravedad sea nula, con lo cual se evita su crecimiento durante la subsiguiente integración de las ecuaciones del modelo.

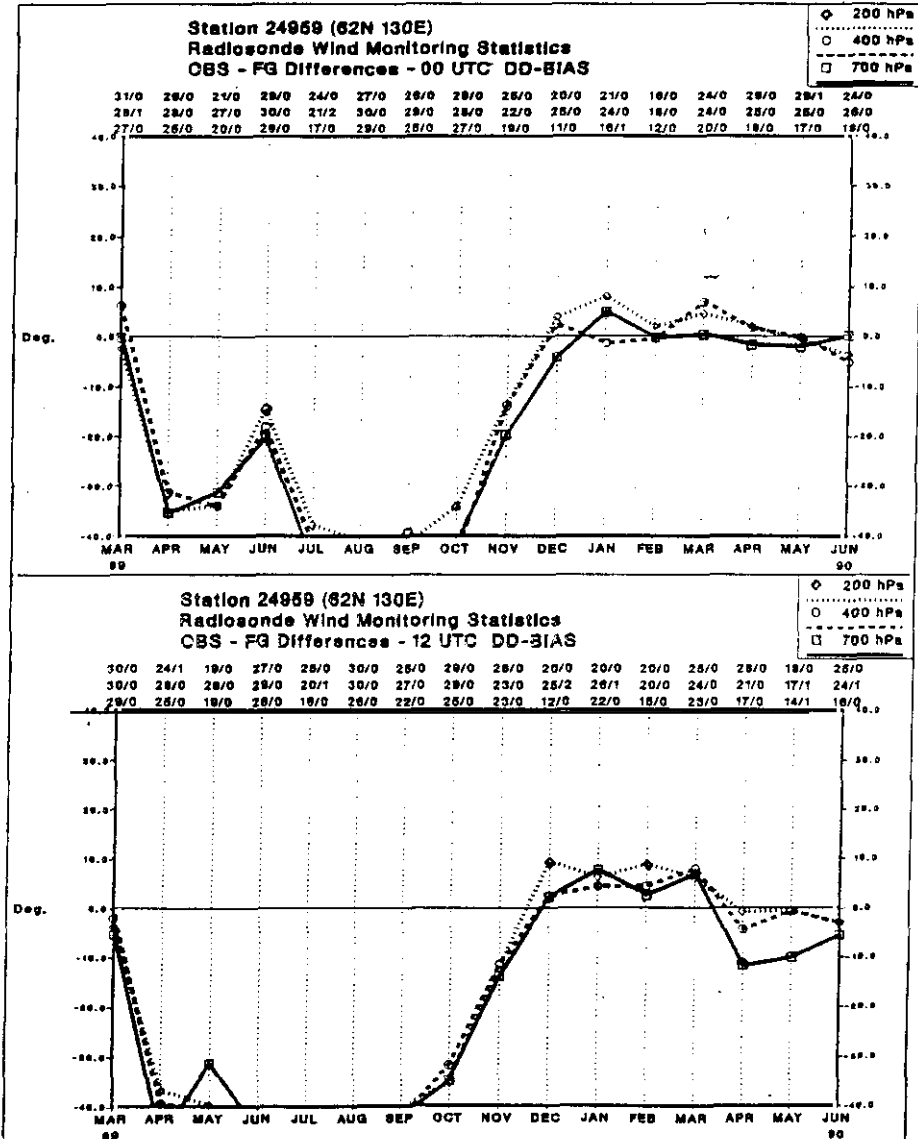


Figura 4. Diferencias medias mensuales entre observación y campo previo, para la dirección del viento, en la estación 24959 a las 00Z (arriba) y a las 12Z (abajo).

Si las ecuaciones linealizadas del modelo se escriben como

$$\frac{dx}{dt} = iAx$$

se puede ver que la técnica de inicialización no lineal por modos normales se puede escribir en forma matricial como

$$\Delta x = i E_g \Lambda_g^{-1} E_g^T \delta_i x \quad [3.1]$$

donde $\delta_i x$ es el vector de tendencias de las variables, obtenido integrando el modelo durante un paso de tiempo, E_g es la matriz de los autovectores de A que corresponden a las ondas de gravedad, Λ_g es la matriz diagonal de los autovalores correspondientes y Δx es el cambio que se debe efectuar a las variables del modelo.

3.1. Efectos diabáticos en la inicialización

La utilización de la inicialización no lineal por modos normales adiabáticos conduce a una drástica reducción en la circulación divergente cerca de los trópicos, por ello en 1987 se introdujo (Wergen, 1987) un procedimiento en el cual se emplea un calentamiento constante durante el procedimiento de inicialización de la siguiente forma:

- Se integra el modelo durante dos horas a partir de los campos no inicializados y se acumulan las tendencias adiabáticas.
- Las tendencias acumuladas se filtran para retener sólo términos adiabáticos cuyas proyecciones sobre los modos normales tengan periodos superiores a 11 horas. Además se aplica un filtro espacial para retener sólo ondas de número de ondas zonal menor que 20 y número de ondas meridional inferior a 10.
- Los campos filtrados se utilizan como forzamiento durante el proceso iterativo de la inicialización.

En 1988, se comenzó a investigar la posibilidad de reducir el suavizado de los campos de forzamiento diabático en la inicialización y de introducir velocidades de calentamiento diagnosticadas a partir de las observaciones de Radiación Saliente de Onda Larga (OLR) procedentes de satélites, con el fin de producir unos campos de divergencia más acordes con la observación y, por tanto, menos dependientes de las posibles deficiencias de la parametrización de procesos físicos en el modelo de predicción (Puri *et al*, 1990).

3.2. Inicialización implícita

Para aplicar la técnica de inicialización no lineal por modos normales «explícita», es primero necesario calcular los modos normales del modelo

(o extraer los previamente calculados). En el caso de un modelo espectral como el del CEPPM, la memoria requerida para su almacenamiento es proporcional al cubo del mayor número de ondas representado. Al aumentar la resolución de los modelos operativos esto se va haciendo cada vez más inconveniente. Por tanto, si se puede eliminar la exigencia de que los modos normales deban ser conocidos explícitamente en el proceso de inicialización, ello facilitará la aplicación de la inicialización no lineal por modos normales a modelos espectrales de alta resolución.

El principio de la inicialización implícita por modos normales se basa en el hecho de que la ecuación (3.1) es equivalente a

$$\underline{A} \Delta x = i \underline{E}_o \underline{E}_o^t \delta, x \quad [3.2]$$

donde $\underline{E}_o \underline{E}_o^t$ es un operador de proyección sobre los modos gravitatorios que puede ser aplicado si se conocen las propiedades de las ondas de Rossby (en el modelo linealizado éstas son estacionarias y no divergentes) y de las de gravedad (la vorticidad potencial linealizada es nula para estos modos). Es decir, tras hallar la tendencia de las variables del modelo mediante su integración en un paso de tiempo, se halla la parte no divergente de esta tendencia y la parte de la misma que posee vorticidad potencial linealizada nula. Esta última es la parte derecha de la ecuación (3.2), que entonces se puede resolver por una técnica de reducción puesto que la matriz es tridiagonal para cada número de ondas zonal.

4. TECNICAS NUMERICAS

En la sección de aspectos numéricos del CEPPM el mayor esfuerzo se centra en el aumento de la eficiencia del ordenador al integrar el modelo de predicción.

4.1. Introducción al modelo de predicción

El modelo operativo de predicción del CEPPM está formulado en términos de armónicos esféricos (Jarraud *et al.*, 1981) truncados en la actualidad a 106 números de ondas con truncación triangular.

Los términos no lineales, incluyendo la parametrización de procesos físicos se efectúa mediante la técnica de transformación desarrollada por Eliassen *et al.*, (1970), Orszag (1970) y Machenhauer *et al.*, (1972) de tal forma que estos términos se evalúan sobre un conjunto de puntos sobre la superficie del globo casi regularmente distribuidos en las coordenadas de longitud-latitud.

En la vertical se utiliza una coordenada híbrida que es, en los niveles inferiores del modelo, la presión normalizada por la presión en superficie (la llamada coordenada sigma) (Phillips, 1957) y que se transforma paulatinamente

en los niveles superiores del modelo en una coordenada de presión, más plana que la sigma sobre la orografía (Simmons *et al.*, 1981).

La integración temporal se efectúa con un esquema de diferencias finitas que incluye, no sólo el tratamiento semi-implícito usual de los términos responsables de las ondas de gravedad (Robert *et al.*, 1972), sino también un tratamiento semi-implícito de la advección de los campos de vorticidad y humedad (Jarraud *et al.*, 1982).

Las ecuaciones de movimiento del modelo se utilizan en su forma de vorticidad-divergencia (Bourke, 1972) y son las siguientes

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = \frac{1}{a(1-\mu^2)} \frac{\partial}{\partial \lambda} (F_v + P_v) - \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \mu} (F_v + P_v) + K_v \quad [1]$$

$$\frac{\partial D}{\partial t} = \frac{1}{a(1-\mu^2)} \frac{\partial}{\partial \lambda} (F_v + P_v) - \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \mu} (F_v + P_v) + \nabla^2 G + K_D \quad [2]$$

donde

$$F_v = (f + \xi) V - \dot{\eta} \frac{\partial U}{\partial \eta} - \frac{R_d T_v}{a} \frac{\partial \ln p}{\partial \lambda} \quad [3]$$

$$F_v = -(f + \xi) U - \dot{\eta} \frac{\partial V}{\partial \eta} - \frac{R_d T_v}{a} (1 - \mu^2) \frac{\partial \ln p}{\partial \lambda} \quad [4]$$

y

$$G = \Phi + E \quad [5]$$

La ecuación termodinámica es:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{U}{a(1-\mu^2)} \frac{\partial T}{\partial \lambda} + \frac{V}{a} \frac{\partial T}{\partial \mu} + \dot{\eta} \frac{\partial T}{\partial \eta} - \frac{\kappa T_v \omega}{(1 + (\delta - 1) q) p} = P_T + K_T \quad [6]$$

la de humedad:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{U}{a(1-\mu^2)} \frac{\partial q}{\partial \lambda} + \frac{V}{a} \frac{\partial q}{\partial \mu} + \dot{\eta} \frac{\partial q}{\partial \eta} = P_q + K_q \quad [7]$$

La ecuación de continuidad tiene la forma

$$\frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{\partial p}{\partial t} \right) + \nabla \cdot \left(v_h \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\dot{\eta} \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) = 0 \quad [8]$$

y la ecuación hidrostática:

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \eta} = - \frac{R_d T_v}{p} \frac{\partial p}{\partial \eta} \quad [9]$$

La velocidad vertical en coordenadas de presión es:

$$\frac{\partial p}{\partial t} \equiv \omega = -\int_0^\eta \nabla \cdot (v \frac{\partial p}{\partial \eta}) d\eta + v_h \cdot \nabla p \quad [10]$$

Una expresión explícita de la tendencia de la presión de superficie se puede obtener integrando la ecuación de continuidad y usando las condiciones de contorno de que $\dot{\eta} = 0$ en $\eta = 0$ y en $\eta = 1$.

con el resultado:

$$\frac{\partial p_s}{\partial t} = -\int_0^1 \nabla \cdot (v \frac{\partial p}{\partial \eta}) d\eta \quad [11]$$

Los términos «P» representan la influencia de los procesos físicos parametrizados en el modelo y los términos «K» la influencia de las escalas horizontales menores que las representadas mediante la truncación espectral elegida. El tratamiento de estos últimos se efectúa introduciendo una forma conveniente de difusión selectiva determinada empíricamente.

4.2. Reducción de la Rejilla Gaussiana

El actual modelo operativo se basa en la representación espectral con una truncación triangular de 106 números de ondas y diferencias finitas en la vertical con 19 niveles en coordenadas híbridas. Esta representación necesita calcular los términos no lineales de las ecuaciones de evolución en el espacio físico en lugar del espacio espectral para lo que se debe, en cada paso de tiempo del modelo, transformar los campos de uno al otro espacio.

La transformación se efectúa por medio de una transformada de Legendre en la dirección de la latitud, efectuando una integral numérica mediante cuadratura de Gauss, utilizando los puntos (aproximadamente uniformemente espaciados) en los que se anula el polinomio asociado de Legendre de número zonal cero. Estos puntos se denominan latitudes gaussianas y la transformada produce una serie de coeficientes de Fourier en cada línea de latitud, de los cuales se pueden calcular los valores de los campos en un conjunto de puntos regularmente espaciados en longitud por medio de una transformada rápida de Fourier (FFT). El conjunto de puntos así construidos se denomina Rejilla Gaussiana.

Si el número de latitudes gaussianas es al menos de $(3T+1)/2$ y el de puntos en cada línea de latitud de $3T+1$ (donde T es el número máximo de ondas en truncación triangular) las dos transformadas son exactas para los términos cuadráticos de la ecuaciones (Machenhauer *et al.*, 1972, Eliassen *et al.*, 1970). Esta distribución de puntos asegura que no se produzca el fenómeno de «aliasing» en la representación de términos no lineales, pero, puesto que los puntos de dicha rejilla están cada vez más cerca al acercarnos

al polo, la resolución en el espacio físico dista mucho de ser uniforme como lo es con la truncación triangular en el espacio espectral. Esto ha llevado a investigar la posibilidad de utilizar menos puntos en las filas de latitud más cercanas a los polos en un intento de reducir la cantidad de cálculo que el ordenador debe hacer en el espacio físico.

Se construyó, pues, una rejilla con el mismo número de latitudes que la Rejilla Gaussiana y el mismo número de puntos en las latitudes más cercanas al ecuador. El número de puntos en cada línea de latitud se fija entonces como el mínimo que permite la aplicación de la transformada rápida de Fourier y para el cual la distancia entre puntos no excede de la correspondiente en el ecuador.

La rejilla así construida se denomina *Rejilla Reducida* y su resolución es casi uniforme sobre todo el globo, como se puede apreciar en la figura 5. La

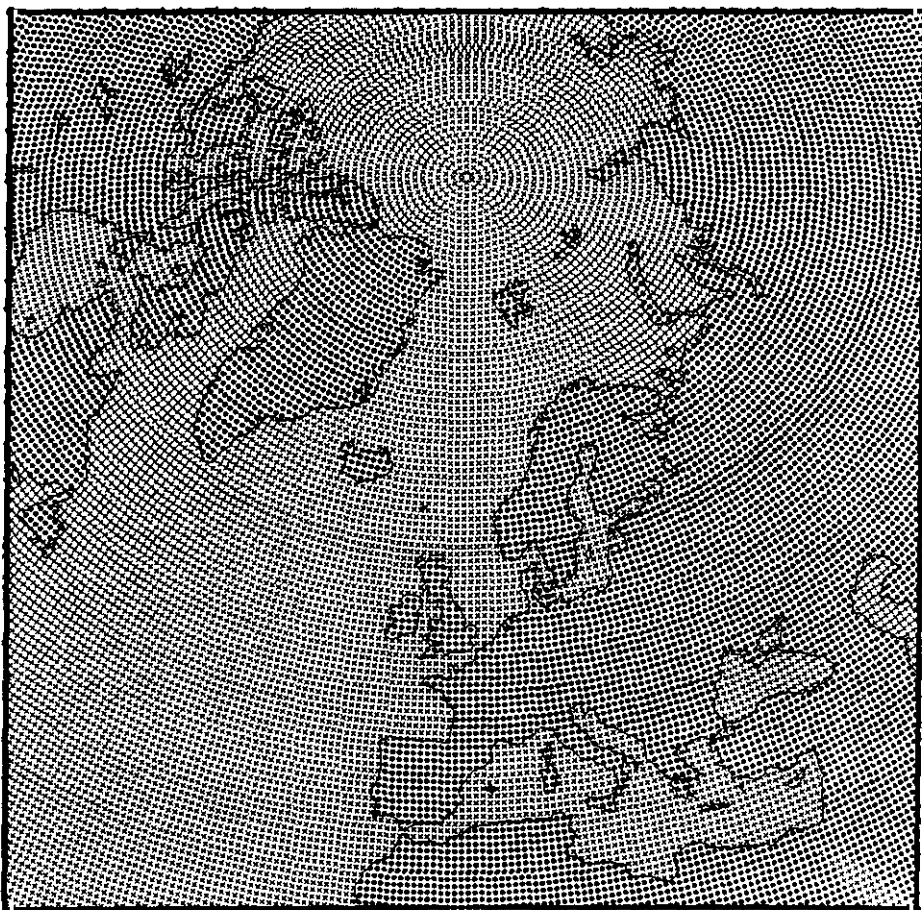


Figura 5.—Rejilla Gaussiana reducida, correspondiente a la resolución espectral T213, incluyendo la máscara tierra-mar utilizada en el modelo.

reducción del número de puntos alcanzada es de un 35% con respecto a la rejilla utilizada hasta ahora operativamente, mientras que la predicción es prácticamente indistinguible de la operativa (Hortal & Simons, 1990) y utiliza un 27% menos tiempo en el ordenador.

4.3. La técnica semi-Lagrangiana

La integración del modelo de predicción se hace actualmente mediante el esquema llamado semi-implícito en la discretización temporal. En este esquema, los términos responsables de la propagación de las ondas de Rossby (principalmente términos advectivos), se tratan de forma explícita, mientras que los responsables de las ondas gravitatorias se tratan implícitamente. Ello lleva a que exista un límite superior en el tamaño del paso de tiempo utilizable, dentro del requerimiento de que la solución numérica sea estable (el criterio CFL) y que es de unos 15 minutos para la actual resolución y de sólo unos 3 minutos para la resolución del modelo que se pretende sea operativo a mediados del año 1991 y que será de truncación triangular, con 213 números de ondas en la horizontal y 31 niveles en la vertical. Este paso de tiempo es mucho menor que la escala temporal de evolución de las características sinópticas de la atmósfera, que son las que el modelo puede representar. Por ello se está actualmente dedicando una gran cantidad de esfuerzo a tratar los términos de advección mediante la técnica *semi-Lagrangiana* que permitirá la utilización de un paso de tiempo muy superior, reduciendo con ello la cantidad de cálculos que el ordenador debe hacer para un determinado período de predicción.

En esta técnica se considera la evolución de los campos meteorológicos a lo largo de trayectorias de las partículas de aire con lo que, si las ecuaciones tuviesen solamente términos advectivos, dichos campos se conservarían a lo largo de dichas trayectorias. El cambio producido es determinado, por tanto, por los restantes términos de las ecuaciones, que se interpolan al punto medio de cada trayectoria. Un análisis de la estabilidad del método indica que, para ecuaciones lineales, esta técnica es estable para cualquier tamaño del paso de tiempo.

El valor de cada campo en el punto inicial de las trayectorias se calcula mediante interpolación en el espacio físico (Rejilla Gaussiana o Rejilla Reducida) lo que hace que, para cada paso de tiempo, la cantidad de cálculos a efectuar es mayor que con el actual esquema semi-implícito, pero el aumento en el paso de tiempo permitido hace que la cantidad total de cálculos, para por ejemplo una predicción a diez días, sea inferior en al menos un factor de 2.

4.4. Cálculo del gradiente de presión

La representación de los campos en la vertical utilizando como coordenada la presión normalizada por la presión a nivel del suelo (coordenada

sigma), que es la utilizada en los niveles inferiores del presente modelo operativo, facilita mucho la introducción del efecto de la orografía como condición de contorno inferior para el flujo atmosférico, pero posee la desventaja de que la fuerza del *gradiente de presión*, que es la influencia principal en el ajuste entre los campos de presión y de viento, se tenga que calcular como diferencia entre dos términos relativamente grandes en las ecuaciones y que se anulan en gran medida. Ello hace que los errores introducidos en su cálculo sean relativamente grandes. Para solucionarlo se ha modificado recientemente la forma de tratar estos términos (Simmons & Chen, 1990) cambiando la variable termodinámica que trata el modelo (originariamente la temperatura) por la desviación de este campo con respecto a un perfil de referencia que depende analíticamente de la presión.

El cambio en la forma de la ecuación termodinámica es pequeño, pero el cambio en el cálculo del gradiente de presión se modifica de tal forma que la cancelación entre los dos términos que intervienen en él, se produce en una gran proporción de forma analítica y, por tanto, exacta.

Los resultados obtenidos durante la investigación indican que la mayor parte de la diferencia de comportamiento entre las resoluciones T42 (representando únicamente 42 números de ondas en el espacio espectral con truncación triangular) y T106 del modelo de predicción en latitudes extratropicales se elimina mediante este tratamiento. Además de los beneficios observados en el propio modelo de predicción, un sustancial beneficio adicional se deriva de una reducción en el error sistemático en el cálculo, utilizando el perfil térmico de referencia, del geopotencial en los niveles patrón de presión que se utiliza como primera aproximación en el modelo de análisis. El análisis resultante de los campos de geopotencial está en mejor concordancia con las observaciones de los radiosondas y la inicialización produce una menor degradación de este acuerdo.

5. PARAMETRIZACION DE PROCESOS FISICOS

Un modelo numérico de predicción del tiempo contiene un cierto número de aproximaciones para la representación del complejo conjunto de procesos que tienen lugar en la atmósfera. Es conveniente distinguir entre las aproximaciones contenidas en el conjunto de ecuaciones y las técnicas de parametrización. La expresión «parametrización» se refiere generalmente al conjunto de métodos utilizados para representar el efecto sobre las variables del modelo de los procesos físicos no resueltos (o no resueltos en su integridad) por el modelo, en función de parámetros resueltos y previstos por el modelo. El objetivo principal es el suministrar una información suficiente de la influencia de las escalas pequeñas (por debajo de la resolución del modelo) sobre las escalas resueltas por el mismo.

Estos fenómenos incluyen procesos turbulentos que tienen lugar en la frontera inferior de la atmósfera (la superficie), la mayoría de los procesos

turbulentos y de convección que tienen lugar en la atmósfera libre y una gran proporción de ondas de origen orográfico y convectivo. La formulación de flujos de radiación debe tomar en cuenta tanto aspectos del tamaño de la rejilla como de inferior tamaño.

5.1. Procesos en superficie

Los flujos de momento, calor sensible, vapor de agua, radiación y agua líquida en el límite inferior de la atmósfera deben ser estimados con precisión por el modelo por diversas razones. Los modelos numéricos, particularmente los utilizados para predicción a plazo medio, necesitan una buena descripción de los procesos en la superficie para que los sistemas de escala sinóptica puedan ser simulados con precisión a lo largo de su existencia, para representar los forzamientos importantes a gran escala y para permitir la utilización de la salida directa del modelo con fines de predicción operativa. Los flujos en superficie sobre los océanos tropicales son, además, cruciales en la simulación de la circulación general de la atmósfera y sus anomalías.

A continuación se describen las últimas investigaciones llevadas a cabo y en curso en el CEPPM acerca de la representación de los flujos en superficie.

a) Influencia de la vegetación: Buscando la causa a unos problemas con la predicción de la precipitación que se hicieron patentes en 1985, se encontró que estaban relacionados con una evaporación excesiva sobre tierra. Por ello se comenzó a desarrollar entonces un esquema que toma en consideración la regulación de la evapo-transpiración en plantas, en función de las condiciones meteorológicas y de humedad del suelo, y el efecto de las raíces que bombean agua desde las distintas capas del suelo (ver fig. 6).

En el actual modelo, estas capas son: Una capa superficial de unos 7 cm, que responde directamente a la radiación y demás intercambios con la superficie; una capa intermedia de unos 50 cm que sirve de intermedio entre la capa superficial y la profunda y una capa profunda o climatológica, en la cual la temperatura y la humedad se mantienen constantes durante la predicción.

Únicamente se consideran dos tipos de superficie: tierra sin vegetación y vegetación tipo árbol que puede interceptar lluvia en su copa y almacenar una cierta cantidad de ella, que queda disponible para evaporarse fácilmente.

Después de su incorporación operativa en 1987, el esquema de influencia de la vegetación ha sido cambiado ligeramente en 1989, debido a deficiencias observadas en algunas condiciones climatológicas. La distribución de las raíces fue cambiada de forma que la cantidad de agua que éstas toman de la capa climatológica del suelo fue disminuida. Al mismo tiempo, la difusividad térmica del suelo fue disminuida cuando la cobertura de vegetación era grande, para tener en cuenta el efecto de la sombra de la copa. Estos dos cambios resultaron en un aumento de la temperatura máxima prevista en zonas de vegetación, que anteriormente era demasiado baja en las zonas templadas durante el verano.

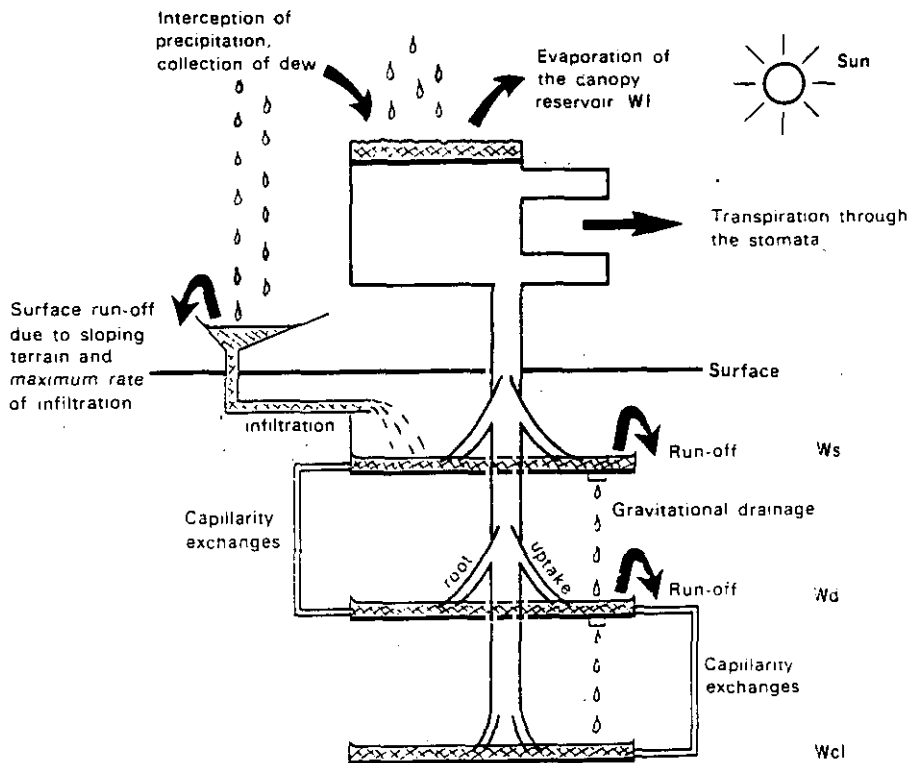


Figura 6.—Representación esquemática del esquema de vegetación.

En mayo de 1990 se ha introducido también la influencia de la sombra producida por la vegetación en el albedo en zonas nevadas.

Finalmente, también en mayo de 1990, se ha introducido un cambio en la representación de la escorrentía que en muchas zonas era excesivamente grande comparada con la realidad. Con este cambio, la capa superficial del suelo retiene más agua, aumentando el flujo de calor latente y disminuyendo el de calor sensible, con lo que la temperatura máxima prevista por el modelo cerca del suelo se acerca más a la observada.

b) En cuanto a la *evaporación sobre el mar*, recientes estudios de sensibilidad (Beljaars *et al.*, 1990) indican que, si se aumenta artificialmente la temperatura del agua del mar en una región alrededor de Indonesia y del Pacífico occidental, el modelo produce una respuesta muy marcada. Un aumento de 1 K en la temperatura superficial del mar en este área produjo una distribución más realista de la precipitación en los trópicos, redujo el error sistemático del viento en la parte superior de la troposfera y mejoró la representación del flujo monzónico sobre la India.

La evaporación sobre el mar viene determinada en el esquema actualmente operativo por la velocidad del viento en superficie, la diferencia de tempe-

ratura y humedad entre el nivel más bajo del modelo y la superficie del mar y por los coeficientes de transferencia. La parte neutra de estos coeficientes está relacionada con la rugosidad de la superficie del mar y está especificada en base a datos empíricos. Las correcciones debidas a estabilidad se basan en la teoría de Monin Obukhov.

La ecuación de parametrización de la evaporación, en el actual modelo operativo, viene dada por la expresión:

$$-\frac{E}{\rho} = C_Q |\underline{U}_1| (q_1 - q_s) \quad [1]$$

donde E es la evaporación, ρ la densidad del aire, C_Q el coeficiente de transferencia para la humedad, \underline{U}_1 la velocidad horizontal en el nivel inferior del modelo, q_1 la humedad específica en el mismo nivel y q_s la humedad específica en la superficie (su valor de saturación a la temperatura de la superficie del mar). Según la teoría de Monin Obukhov, C_Q puede descomponerse en una parte neutra C_{Q_N} y una corrección por estabilidad F_Q :

$$C_Q = C_{Q_N} F_Q (Ri_0, z_1/Z_{0H}, Z_1/Z_{0Q}) \quad [2]$$

$$C_{Q_N} = \frac{k^2}{\ln(z_1/z_{0Q}) \ln(z_1/z_{0H})} \quad [3]$$

donde Ri_0 es el número de Richardson en la primera capa atmosférica, basado en la diferencia de temperaturas potenciales virtuales, k es la constante de von Karmann (0,4), z_1 es la altura del primer nivel del modelo respecto de la superficie y z_{0H} , z_{0M} , y z_{0Q} son las longitudes de rugosidad para el momento, el calor y la humedad, respectivamente.

Puesto que el área de Indonesia y Pacífico occidental es una zona caliente con velocidades del viento en superficie relativamente débiles, era razonable esperar que el modelo fuese sensible a la parametrización de la evaporación a baja intensidad de viento. Consecuentemente, los coeficientes de transferencia para el flujo de humedad entre el mar y el nivel inferior del modelo se reexaminaron. Para velocidades despreciables del viento, con la anterior formulación, se encontró que la evaporación producida por el modelo era diez veces inferior a la encontrada en experimentos de laboratorio sobre convección libre.

Las causas de esta discrepancia eran: 1) Las funciones de estabilidad eran erróneas en un 50 % sobre superficies muy lisas. 2) Las longitudes de rugosidad de la superficie del mar no tendían al límite correcto para bajas velocidades del viento y 3) El modelo no tenía en cuenta el viento cercano a la superficie inducido por el movimiento convectivo: en efecto, según la ecuación [1], la magnitud del viento cerca de la superficie es muy importante. En el caso de calentamiento desde la superficie, la magnitud del movimiento horizontal en el suelo nunca cae a cero, aunque su promedio vectorial, que es

el viento representado por el modelo, sea despreciable. En el caso de convección profunda, los vientos en superficie son mucho más intensos y llevan aire relativamente seco a la superficie, proveniente de la subsidencia.

Por todo ello, se ha introducido en junio de 1990 un esquema que incrementa el flujo de calor latente sobre zonas cálidas del mar en unos 25 W/m² para el rango de velocidades de viento entre 0 y 5 m/s.

Para ello se modificó la ecuación [1] como sigue:

$$-\frac{E}{\rho} = C_D (|\underline{U}_s|^2 + \overline{w^2})^{1/2} (q_s - q_a) \quad [4]$$

con

$$w_s = (z, g \frac{(\rho' w')}{\rho})^{1/3} \quad [5]$$

donde z , es la profundidad de la capa límite y $\frac{g(\rho' w')}{\rho}$ es el flujo en superficie. El esquema deja de ser, por tanto, puramente relativo a la capa superficial (transferencia entre el suelo y el primer nivel del modelo) para pasar a tener en cuenta las condiciones de la capa límite completa.

5.2. Esquema de la capa límite

Este esquema de parametrización representa el transporte de calor, momento y vapor de agua en los niveles inferiores del modelo, por medio de turbulencia. El techo de la capa turbulenta se calcula mediante una combinación de criterios dinámicos y convectivos y el transporte se calcula en esta capa mediante la teoría de similitud de Monin-Obukhov (Louis *et al.*, 1982).

Este esquema presenta, entre otras, las siguientes deficiencias: 1) Los coeficientes de difusión son demasiado grandes en condiciones de estabilidad, produciendo capas límite demasiado profundas. 2) Las funciones de estabilidad no son realistas para todos los posibles valores de la rugosidad de la superficie y 3) La parametrización utiliza el mismo parámetro de rugosidad para el momento, el calor y el vapor de agua.

El esquema bajo investigación, que intenta resolver estos problemas, utiliza un parámetro de estabilidad que es función de la longitud de Obukhov, en lugar de serlo del número de Richardson como hasta ahora, utiliza datos recientes para las funciones de estabilidad y permite que el parámetro de rugosidad sea diferente para el momento, el calor sensible y el calor latente.

5.3. Esquema de convección

Durante los últimos cinco años se han desarrollado en el CEPPM dos esquemas diferentes y alternativos para representar los procesos convectivos en la atmósfera libre: 1) un esquema de ajuste y 2) un esquema de flujo.

El primero se basa en el hecho experimental de que, en condiciones de convección, el perfil térmico de la atmósfera es siempre muy similar. En estas condiciones, por tanto, la temperatura y la humedad en la columna convectiva se hacen relajar en el modelo hacia ese perfil patrón.

El segundo se basa en una hipótesis de convergencia de humedad por la circulación de gran escala más la evaporación desde el suelo y en este sentido es similar al esquema de Kuo, utilizado previamente en el modelo operativo del CEPPM. Sin embargo, difiere del último en que contiene las siguientes características adicionales:

a) El transporte de calor y momento es llevado a cabo por circulaciones del tamaño de las nubes convectivas (incluyendo la subsidencia).

b) Convección no producida por ascensos desde el suelo, sino desde un nivel intermedio en la atmósfera: ello produce una estabilización del aire en la parte superior de la capa límite en presencia de inestabilidad condicional y ascenso a escala sinóptica (frentes extra-tropicales).

c) Arrastre de aire de los alrededores de la nube por las corrientes ascendentes: esto produce perfiles térmicos realistas, en particular en el caso de convección poco profunda.

d) Transporte de momento: con ello se decelera el flujo zonal de escala sinóptica en la troposfera superior reduciendo en muchas zonas el error sistemático del modelo.

5.4. Radiación

De entre los procesos de escala sub-sinóptica que deben ser parametrizados en un modelo de predicción, la radiación es uno de los que mejor se conocen. Desde hace varias décadas existe una descripción teórica de la transferencia radiativa. Se dispone de los parámetros espectroscópicos medidos de los constituyentes de la atmósfera más activos y existen modelos muy precisos, tales como los modelos línea-por-línea que permiten calcular valores de referencia de los flujos con cielo despejado.

En mayo de 1989, se introdujo como parametrización operativa de la radiación un nuevo esquema (Morcrette, 1989), que incluye cambios importantes en la transmisión tanto de la radiación de onda corta como de la de onda larga y en las propiedades ópticas asignadas a las nubes. Se basa en un esquema desarrollado en la Universidad de Lille y es una evolución a partir de modelos de banda estrecha de gran resolución espectral (225 intervalos espectrales en la onda larga y 208 en la corta), cuyos resultados fueron comparados con cálculos línea-por-línea y con resultados de medidas locales. Estos modelos detallados fueron degradados, mediante la introducción de hipótesis simplificadoras, para hacerlos más eficientes desde el punto de vista numérico.

En este proceso de simplificación, se fue comprobando la sensibilidad de los resultados (flujos de energía y velocidades de calentamiento/enfriamiento)

con cada una de las hipótesis simplificadoras. Estos estudios mostraron que una de las causas principales de error sistemático, en la parte de longitud de onda larga, es la utilización de intervalos espectrales anchos, lo cual tiende a sobreestimar el efecto de las frecuencias con más energía (líneas espectrales intensas), dando como resultado una mala representación de la dependencia de la absorción con respecto a la temperatura y a la presión.

En el nuevo esquema, el espectro de ondas largas se divide en seis regiones espectrales: $[0-350] + [1450-1880]$, $[500-800]$, $[800-970] + [1110-1250]$, $[970-1110]$, $[350-500]$ y $[1250-1450] + [1880-2820] \text{ cm}^{-1}$ que corresponden a los centros de rotación y rotación-vibración del H_2O , la banda de 15 micras de CO_2 , la ventana atmosférica, la banda de 9,6 micras del O_3 , la región «ventana» de 25 micras y las alas de la banda de vibración-rotación del H_2O respectivamente.

Los flujos de onda larga con cielo despejado, en estos intervalos, se calculan mediante un método de emisividad, que incluye la dependencia correcta de la absorción con la temperatura y la presión. Las nubes se consideran como cuerpos grises, con una emisividad que es función del camino libre medio entre gotas líquidas.

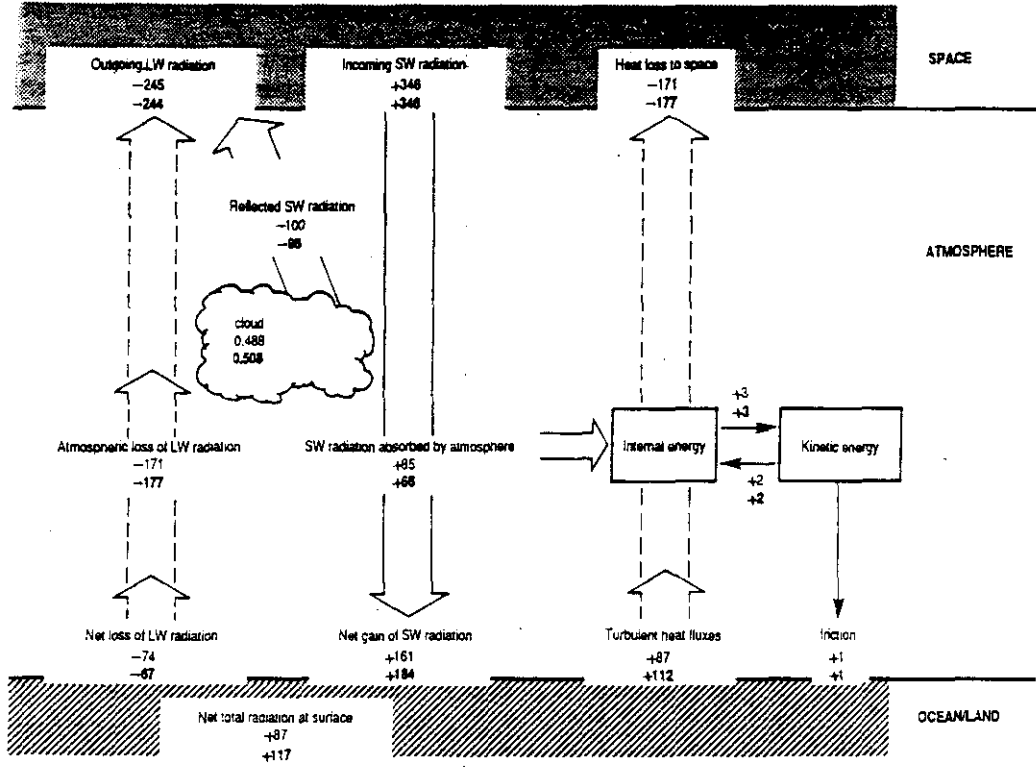
En la región de las ondas cortas, la radiación solar es atenuada por diversos gases, principalmente vapor de agua, anhídrido carbónico, oxígeno y ozono y además es dispersada por las moléculas (dispersión de Rayleigh), los aerosoles y las gotas de agua de las nubes. Debido a la existencia de dispersión, no se pueden emplear en este rango modelos de bandas de la función de transmisión, como en el caso de las ondas largas.

Los flujos de onda corta se calculan, pues, con un método de distribución de camino medio de los fotones, para separar las contribuciones de la dispersión y de la absorción y consiste en calcular la probabilidad $p(U) dU$, de que un fotón encuentre una cantidad de absorbente entre U y $U + dU$. Para hallar la distribución $p(U)$, se resuelve primero el problema de dispersión, para un conjunto arbitrario de coeficientes de absorción. Aplicando la transformada inversa de Laplace a la función de flujo así encontrada, se obtiene la probabilidad $p(U)$ buscada.

El nuevo esquema produce: 1) Divergencias de flujo radiactivo más realistas, que en el anterior esquema eran subestimadas y, como consecuencia de ello, el modelo se hace más activo. 2) Una cantidad de radiación de onda larga escapando por la parte superior de la atmósfera (OLR) más exacta (principalmente en áreas convectivas tropicales) en comparación con medidas de satélite. 3) Más radiación solar en la superficie, que es importante para predecir adecuadamente temperaturas cercanas al suelo en tierra y para el forzamiento térmico debido al contraste tierra-mar.

Una representación de los flujos de energía con este nuevo esquema aparece en la figura 7.

En junio de 1990 el esquema de cálculo de la *cobertura de nubes* de tipo convectivo fue modificado. Anteriormente, la fracción de cielo cubierto por nubes convectivas se calculaba a partir de la cantidad de lluvia producida por este proceso y, por tanto, no incluía los cúmulos que no producen lluvia. La



346 OPERATIONAL
348 NEW

Figura 7.—Representación esquemática de los flujos medios de energía en el modelo, con el esquema de radiación operativo antes de 1989 (operational) y con el actual (new).

falta de este tipo de nubes ha sido notada frecuentemente por los usuarios de la predicción. El nuevo esquema se basa en la velocidad de condensación, en lugar de la cantidad de precipitación y ello produce un aumento de la nubosidad estimada, principalmente en los océanos subtropicales, en conexión con los cúmulos de los alisios, pero también sobre tierra durante el día.

Durante el presente año se ha comenzado a estudiar la posibilidad de desarrollar un esquema de cobertura de nubes de tipo predictivo que sustituya al actual, que es de tipo de diagnóstico. Actualmente se calcula la cobertura de nubes, tanto para ser utilizada en el esquema de radiación como para ser suministrada a los usuarios como producto de la salida del modelo, a partir de los campos de temperatura y humedad. En el esquema que se está estudiando, la cantidad de agua líquida sería introducida como una nueva variable del modelo y su cantidad nos daría directamente la capacidad dispersora de la misma para la radiación.

5.5. Dragado por ondas de gravedad

El tema de los flujos de momento y fuerzas de presión asociadas con ondas de gravedad inducidas por la orografía, normalmente denominado dragado por ondas de gravedad (GWD), ha sido especialmente popular durante los últimos años. Varios estudios, desde 1959, muestran que este proceso puede influir de forma significativa, principalmente a escala local. Sin embargo, su parametrización sólo empezó a introducirse en los modelos de predicción en los años 80. El aumento de resolución en los modelos de predicción numérica ha amplificado el problema de viento excesivo del oeste en el invierno del hemisferio Norte, presente en todos ellos (Miller *et al.*, 1989). Según Miller *et al.*, la necesidad de incluir el dragado por ondas de gravedad sólo se ha presentado cuando los flujos de momento por la turbulencia de escala grande ha empezado a ser adecuadamente descrita por los modelos operativos.

En esencia, el esquema produce una redistribución de momento en la vertical. En los niveles bajos y en presencia de orografía irregular, parte del momento de la atmósfera se emplea en la producción de ondas gravitatorias que se propagan en la vertical y se hacen inestables «rompiendo» a cierta altura, donde liberan el momento que transportan.

La figura 9 muestra en forma esquemática el funcionamiento de este proceso, donde se muestran las dos versiones que han sido puestas operativas en el CEPPM, la denominada «OLD» de 1989 y la «NEW» en 1990. En esta última, el momento se transporta hasta una mayor altura, produciendo un mayor cambio en el viento zonal de la parte superior de la troposfera, en el sentido de disminuir los errores sistemáticos que en esta magnitud produce el modelo.

Las predicciones a medio plazo muestran una mejora muy sistemática cuando se incluye este proceso, incluso en verano cuando es menor su efecto.

Gravity Wave Drag Scheme and Revised Gravity Wave Drag Scheme

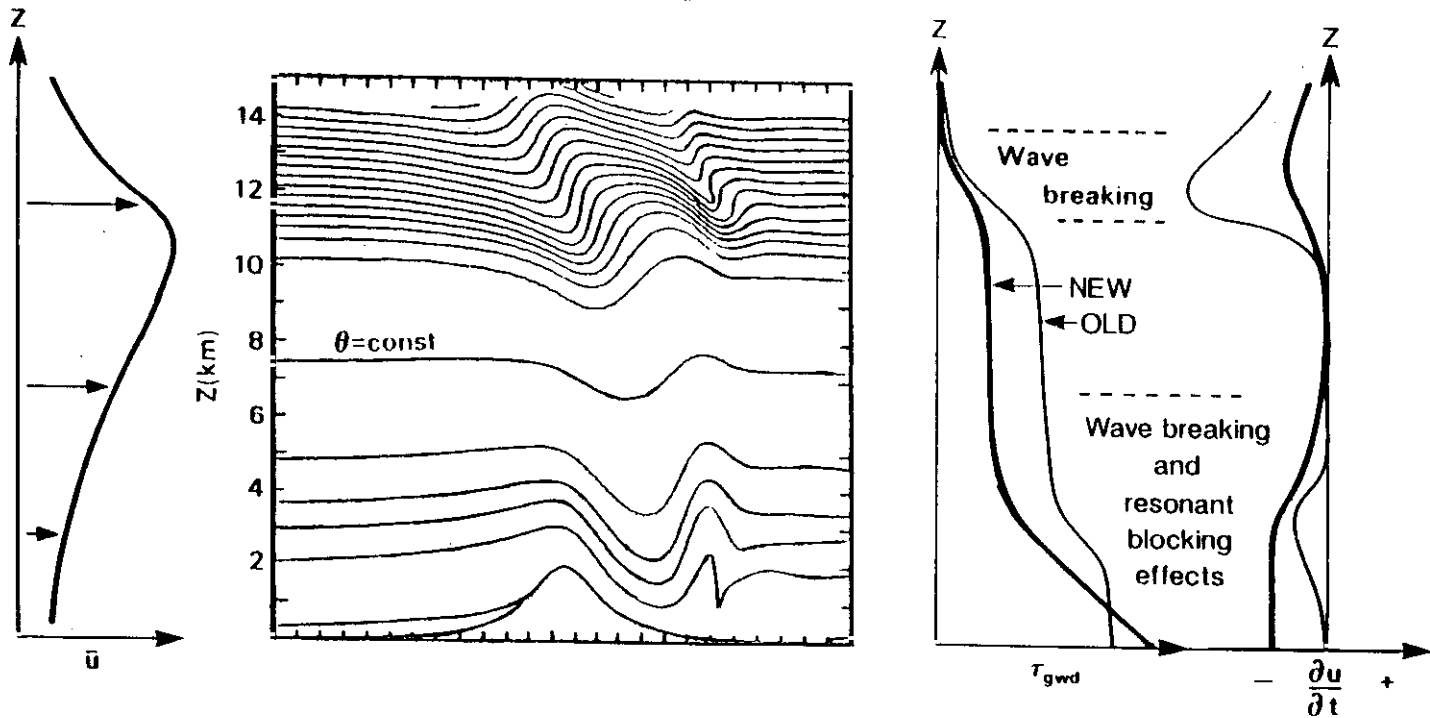


Figura 8.-- Representación del esquema de dragado por ondas gravitatorias antes de 1989 (old) y el actual (new).

Uno de los problemas recurrentes en los modelos numéricos es la falta de equilibrio entre las diferentes partes del ciclo hídrico, particularmente entre la evaporación y la precipitación, fundamentalmente en las predicciones a menos de un día, debido al ajuste (spin-up) entre los datos del análisis y la formulación del modelo de predicción. Este problema fue reducido substancialmente con la introducción de los cambios en parametrización de mayo de 1989 y ha quedado prácticamente eliminado con la introducción de los de 1990 (ver fig. 9).

6. PREDECIBILIDAD Y DIAGNOSIS

A pesar de las perspectivas optimistas de seguir mejorando en el futuro la calidad de la predicción a plazo medio, la bondad de la predicción seguirá variando tanto en el espacio como en el tiempo. Estas variaciones se deben, por una parte, a la naturaleza inestable de algunas situaciones de la circulación general y por otra, a la calidad no homogénea de los sistemas de observación.

La finalidad del trabajo sobre predecibilidad en el CEPPM es llegar a comprender las razones de los cambios de calidad en las predicciones de día en día y desarrollar sistemas para la estimación *a priori*, de la bondad de una determinada predicción. Dos caminos se han seguido para intentar conseguir este objetivo.

6.1. Esquema de regresión

Utilizando técnicas estadísticas, se empleó durante el invierno de 1988-1989 un esquema experimental de predicción de los parámetros estadísticos de verificación objetiva, a saber, error cuadrático medio y coeficiente de correlación, de anomalías previstas y observadas en el campo de geopotencial de 500 hPa, utilizando, como predictores, los errores y las correlaciones de las últimas dos predicciones operativas, más un análisis previo de las 00Z. Los resultados obtenidos fueron bastante pobres y el esquema ha sido modificado con la adición, como predictor, de la dispersión entre las predicciones del CEPPM y las provenientes del NMC de Washington y del Meteorológico inglés. La intención del CEPPM es utilizar este esquema, como estándar de comparación con el esquema basado en el método de Monte Carlo.

6.2. Método de Monte Carlo

Este método consiste en efectuar un conjunto suficientemente grande de predicciones, utilizando una versión del modelo operativo de menor resolución, a partir de un conjunto de estados iniciales, que son perturbaciones del obtenido en la fase de asimilación de datos. La parte más importante de

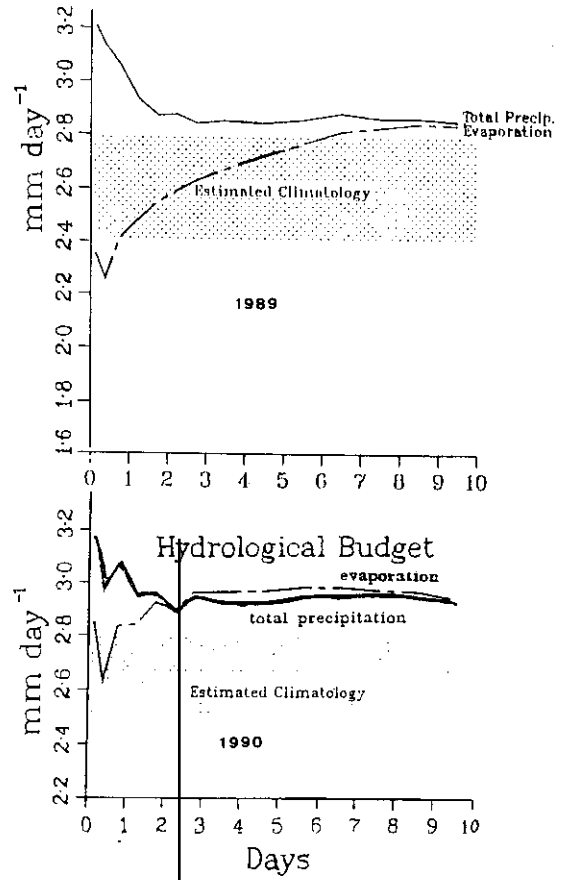
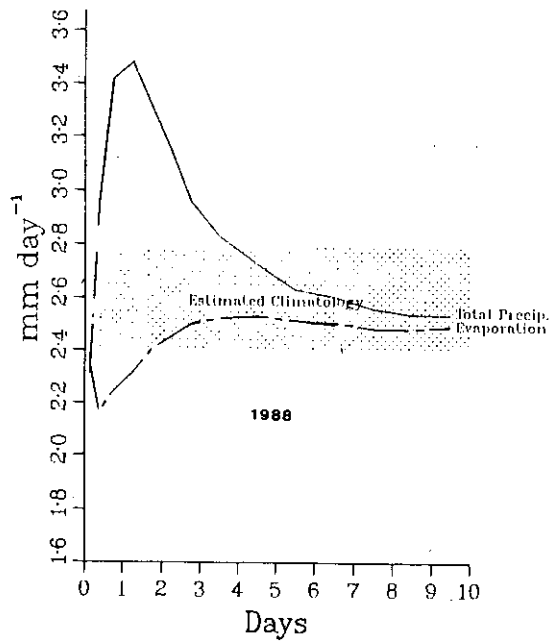


Figura 9.- Ciclo hidrológico en el modelo de predicción. La discrepancia entre la precipitación y la evaporación se debe al efecto de «spin-up».

la investigación se ha centrado en cómo construir las perturbaciones iniciales y, en segundo lugar, en el análisis probabilístico de las variables a predecir.

Las perturbaciones iniciales para el conjunto de prueba (tres conjuntos de 24 miembros más cinco conjuntos de 8 miembros) fueron construidas utilizando los campos de error de las predicciones respectivas a 6 horas, desde el análisis de 6 horas antes. Estos fueron ortonormalizados, de tal forma que el error cuadrático medio del geopotencial de 500 hPa fuese 10 m en todos los casos. Las perturbaciones así construidas fueron sumadas y restadas a los análisis.

Sin embargo, un análisis del conjunto resultante indicó que, tras dos días de integración, sólo un 20% de los miembros del conjunto eran mejores que la predicción de control, mientras que lo esperado es un 33% si la perturbación fuese ideal, lo cual sugiere que la perturbación añadida era demasiado grande. Sin embargo, reducir esta perturbación, haría que todas las predicciones fuesen prácticamente idénticas. En resumen, la dispersión generada por las perturbaciones calculadas de esta forma no dan una estimación satisfactoria de la bondad de la predicción.

La teoría del método es que, si las perturbaciones del estado inicial son las adecuadas, cada una de las predicciones obtenidas deben tener la misma probabilidad y, por tanto, la probabilidad, por ejemplo, de existencia de una cantidad de lluvia en un determinado intervalo, se obtendrá contando el número de predicciones en el conjunto, que predican lluvia en ese intervalo.

Un análisis de los resultados obtenidos con la técnica de perturbación, mediante los campos de error de 6 horas, indicó la necesidad de identificar las perturbaciones, cuya velocidad de crecimiento energético es óptimo. Para ello es necesario un cálculo de inestabilidad en la predicción a corto plazo. Con este fin, se ha construido un modelo cuasi-geostrófico de 3 niveles y truncación triangular de 21 números de onda. Si llamamos R al operador de este modelo, linealizado respecto a la trayectoria de control de 48 horas, y $*R$ a su adjunto, los autovectores del operador $R*R$ con mayor autovalor, serán los que más energía tienen al cabo de 48 horas de predicción. En la actualidad, se están efectuando las predicciones de los mismos conjuntos antes mencionados, utilizando como perturbaciones del estado inicial estos autovectores, interpolados a T63, con el fin de ver si esta técnica da mejores resultados que las perturbaciones construidas a partir de los campos de error de 6 horas. Posteriormente, se construirán perturbaciones iniciales, utilizando combinaciones de los primeros 12 modos calculados, para producir campos más uniformes espacialmente.

Una parte importante de la técnica, será averiguar el tamaño mínimo del conjunto inicial, para que la dispersión final sea estadísticamente significativa.

7. Agradecimientos

Quiero agradecer el apoyo que durante la elaboración de este artículo he obtenido del personal del CEPPM y, en particular, de Clive Temperton por

suministrarme información sobre la inicialización implícita, de Jean Pailleux sobre las últimas investigaciones en asimilación de datos, de Martín Miller sobre algunas partes de la parametrización y de Concha Gimeno que leyó el manuscrito antes de su envío.

REFERENCIAS

- Beljaars, A. and M. Miller (1990): The sensitivity of the ECMWF model to the parameterization of evaporation from the tropical oceans. *ECMWF Res. Dept. Tech. Memo. No. 170*
- Bourke, W. (1972): An efficient one-level primitive-equation spectral model. *Mon. Wea. Rev.* **100**, 683-689.
- Eliassen, E.; B. Machenhauer, E. Rasmussen (1970): On a numerical method for integration of the hydrodynamical equations with a spectral representation of the horizontal fields. Inst. of Theor. Met., Univ. of Copenhagen, *Report No. 2*.
- Hortal, M.; A. J. Simmons (1990): Use of reduced Gaussian grids in spectral models. *Mon. Wea. Rev.* (En prensa.)
- Jarraud, M.; C. Girard, U. Cubasch (1981): Comparison of medium-range forecasts made with models using spectral or finite difference techniques in the horizontal. ECMWF *Tech. Rep. No. 23*.
- Jarraud, M.; C. Girard and J. F. Geleyn (1982): Note on a possible linearization of the vorticity equation in a primitive equations spectral model. Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling. *Report No. 3*, 4.2 - 4.4.
- Louis, J. F.; M. Tiedke and J. F. Geleyn (1982): A short history of the PBL parameterization at ECMWF. Proceedings ECMWF workshop on planetary boundary layer parameterization, *Reading 25-27 Nov. 81*, 59-80.
- Machenhauer, B. and E. Rasmussen (1972): On the integration of the spectral hydrodynamical equations by a transform method. Inst. of Theor. Met., Univ. of Copenhagen, *Report No. 4*.
- Machenhauer, B. (1977): On the dynamics of gravity oscillations in a shallow water model, with application to normal mode initialization. *Contrib. Atmo. Phys.* **50**, 253-271.
- Miller, M. J.; T. N. Palmer and R. Swinbank (1989): Parameterization and influence of subgrid-scale orography in general circulation and numerical weather prediction models. *Meteorol. Atmos. Phys.* **40**, 84-109.
- Morcrette, J. J. (1989): Description of the radiation scheme in the ECMWF model. ECMWF Res. Dept. *Tech. Memo. No. 165*.
- Orszag, S. A. (1970): Transform method for calculation of vector coupled sums: application to the spectral form of the vorticity equation. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 890-895.
- Phillips, N. A. (1957): A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting. *J. Met.* **14**, 184-185.
- Puri, K. and M. J. Miller (1990): The use of satellite data in the specification of convective heating for diabatic initialization and moisture adjustment in numerical weather prediction models. *Mon. Wea. Rev.* **118**, 67-93.
- Robert, A. J.; J. Hendersen and C. Turnbull (1972): An implicit time integration scheme for baroclinic models of the atmosphere. *Mon. Wea. Rev.* **100**, 329-335.
- Simmons, A. J. and D. M. Burridge (1981): An energy and angular momentum conserving vertical finite-difference scheme and hybrid vertical coordinates. *Mon. Wea. Rev.* **109**, 758-766.
- Simmons, A. J. and J. Chen (1990): The calculation of geopotential and the pressure gradient in the ECMWF atmospheric model: influence on the simulation of the polar atmosphere and on temperature analyses. *ECMWF Technical Report No. 66*.
- Wergen, W. (1987): Diabatic nonlinear normal mode initialization for a spectral model with a hybrid vertical coordinate. ECMWF *Technical Report No. 59*.