

**PRONOSTICO DEL TIEMPO MEDIANTE METODOS
FISICOS-MATEMATICOS (*)**

GUSTAVO V. NECCO (**)

Departamento de Meteorología, Facultad de Ciencias
Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires y
Servicio Meteorológico Nacional

El avance tecnológico de los últimos años, en particular el desarrollo de computadores electrónicos de alta velocidad y de nuevas técnicas de observación, ha dado un gran impulso a uno de los problemas científicos más viejos que ha tratado el hombre: la comprensión y previsión del comportamiento de la atmósfera.

Se desarrollan los principios básicos en que se fundan los modelos de previsión numérica y los problemas involucrados a la confección de "análisis objetivos", basados en leyes físico-matemáticas, de los diferentes campos meteorológicos. Se discute el problema de los límites de predictabilidad de los movimientos atmosféricos en la gran escala.

The technological advance in the last years, particularly the development of high speed electronic computers and new observational techniques, has given a new impulse to one of man's oldest scientific problems: the understanding and prediction of the atmospheric behavior.

The basic principles of the numerical weather prediction models and the problems related to the "objective analysis" of the different meteorological fields are developed. The question of the predictability limits of the large scale motions of the atmosphere is discussed.

(*) Informe por invitación.

(**) Miembro de la Carrera del Investigador Científico del CONICET.

INTRODUCCION

No presentaré aquí un catálogo completo de las aplicaciones de la fisicomatemática a los problemas atmosféricos; me limitaré a desarrollar los principios básicos en que se fundan los modelos de previsión del tiempo y a describir los problemas involucrados en un sistema de previsión numérica.

Hace unas pocas décadas los meteorólogos de todo el mundo practicaban una ciencia descriptiva considerada por la comunidad científica, durante mucho tiempo, como menor: analizaban las cartas del tiempo y trasladaban las "altas" y "bajas" previendo, con métodos semiempíricos la evolución de las variables meteorológicas para pronosticar de allí el "tiempo" atmosférico.

El formidable desarrollo de la tecnología, en particular el de las computadoras de alta velocidad, así como también la aparición de nuevas técnicas de observación permitieron a la meteorología la aplicación más intensa de métodos hidrodinámicos tornándola, día a día, una ciencia más fisicomatemática que descriptiva.

La índole puramente computacional del problema de la previsión de las variables meteorológicas se reconoció en los comienzos del siglo. Las leyes de la fluidodinámica y de la termodinámica eran bien conocidas: se pensaba que para hallar el estado futuro de la atmósfera sólo era necesario integrar las ecuaciones diferenciales apropiadas. El intento de Richardson en 1922 (que comenzó en 1911) de realizar los cálculos por medios manuales mostró que la tarea era de una magnitud considerable y de gran complejidad.

Con el advenimiento de las computadoras electrónicas en la década del 40 se desarrollaron "modelos" simplificados que representaban y predecían los movimientos en escala planetaria de la atmósfera en forma muy satisfactoria.

A medida que se desarrollaban computadoras más poderosas los modelos atmosféricos iban siendo más complicados. En la década del 50 aparecen los modelos "filtrados", así llamados porque sólo admiten soluciones meteorológicas de gran escala, eliminando las de otro tipo. En la década del 60 surgen los modelos de "ecuaciones primitivas" que utilizan directamente el sistema completo de ecuaciones de movimiento y termodinámicas. En esta década aparecen modelos globales con una física muy desarrollada (incluyen, por ejemplo, la capa límite turbulenta, la radiación, las fuentes y sumideros de calor, el vapor de agua, etc.) permitiendo previsiones de alrededor de una semana.

En los servicios meteorológicos modernos de todo el mundo estos modelos atmosféricos se complementan con un sistema, basado en computadoras electrónicas, que adquiere y selecciona los datos meteorológicos básicos, confecciona los "análisis objetivos" (es decir basados en leyes fisicomatemáticas no-subjetivas) de los diferentes campos de variables meteorológicas, y emite estos campos analizados además de los pronosticados por los modelos ya nombrados. El conjunto es lo que constituye un sistema de "pronóstico numérico del tiempo".

VARIABLES Y ECUACIONES

Si ignoramos por un momento los cambios en la composición de la atmósfera las cuatro variables básicas son la presión p , la temperatura T , la

densidad ρ , y la velocidad del flujo \mathbf{V} (tridimensional). Estas variables están relacionadas por las siguientes ecuaciones

$$p = \rho R T \quad (1)$$

$$c_p \frac{dT}{dt} - \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dt} = C + I \quad (2)$$

$$\nabla \cdot (\rho \mathbf{V}) + \frac{\partial \rho}{\partial t} = 0 \quad (3)$$

$$\frac{d\mathbf{V}}{dt} = 2 \mathbf{V} \times \boldsymbol{\Omega} + \mathbf{g} - \frac{1}{\rho} \nabla p + \mathbf{F} \quad (4)$$

que surgen de las leyes físicas fundamentales: la primera es la ecuación de estado para el aire seco, donde R es la constante para la mezcla de los gases que componen la atmósfera; la segunda es una de las formas que toma la primera ley de la termodinámica, c_p es el calor específico a presión constante, C es la tasa de entrega de energía por conducción "turbulenta" e I es la tasa de entrega de energía por radiación; la tercera es la llamada ecuación de continuidad que expresa la conservación de la masa; la cuarta no es más que la segunda ley de Newton en un sistema rotante donde $\boldsymbol{\Omega}$ es la velocidad vectorial de rotación de la tierra, \mathbf{g} es la aceleración de la gravedad y \mathbf{F} la fricción "turbulenta". Se ha omitido la fricción y conducción molecular ya que su efecto es generalmente muy pequeño comparado con el de los términos turbulentos.

Este sistema, así planteado, fue introducido ya en 1904 por V. Bjerkness quien fue el primero en considerar el pronóstico del tiempo como un problema fluidodinámico de evolución a partir de condiciones iniciales y de borde.

El sistema no lineal (1) a (4) no posee soluciones analíticas conocidas por lo que se hizo necesario simplificar ó modelar la atmósfera para su adecuado tratamiento matemático.

Aunque estos modelos de atmósfera, en los que se supone composición constante, pueden resolver problemas útiles (tales como la previsión de los campos de viento a 24 ó 36 horas) la variación en la composición de la atmósfera real afecta las ecuaciones.

Muchos modelos de atmósfera permiten el cambio de la composición mediante la introducción de nuevas variables. Si llamamos q_i al componente i (por unidad de masa) podemos escribir una ecuación de conservación para cada uno de ellos

$$\frac{dq_i}{dt} = S_i + D_i \quad (5)$$

Aquí S_i indica las fuentes y sumideros de la variable q_i , y D_i mide el déficit por difusión turbulenta despreciando el de la molecular.

Evidentemente el vapor de agua es uno de los componentes de la atmósfera más importantes, por un lado para la previsión de las precipitaciones y por otro por los efectos que ejerce sobre el balance energético y radiativo. Si se lo toma en cuenta q_i será la humedad específica y las ecuaciones (1) y (2) cambiarán. El efecto en la ecuación (1) es una corrección menor a la ley de gases ideales, pero el efecto en la ecuación de energía

(2) puede ser profundo: primero porque el vapor de agua puede condensar ó evaporar liberando ó consumiendo calor, y segundo porque el vapor de agua afecta los flujos radiativos, tanto en el espectro visible como en el infrarrojo, alterando significativamente el término I.

Aún incluyendo el vapor de agua no se llega a tratar convenientemente la formación de nubes. Se necesitará agregar otros q_i para describir el agua líquida en el aire y quizás otras ecuaciones para describir el comportamiento de las gotas.

Las nubes, hasta ahora, no han sido descritas en forma adecuada en los modelos matemáticos en gran escala, pero se incluyen en forma general mediante parametrizaciones.

LAS ESCALAS DEL MOVIMIENTO ATMOSFERICO

La atmósfera posee movimientos en todas las escalas, desde la del orden del milímetro a la del orden de miles de kilómetros. El mismo sistema de ecuaciones de movimiento planteado se aplica a problemas en cada una de estas escalas, ya sea a pequeños torbellinos ó a la circulación global ó planetaria: en cada caso se podrán despreciar distintos términos. Por ejemplo las ondas de choque y los movimientos de la atmósfera en la gran escala son gobernados por las mismas ecuaciones de Navier-Stokes (4), pero las magnitudes relativas de los términos y la manera que toma lugar la no-linealidad de los mismos son diferentes en los dos casos. La no-linealidad en las ondas de choque produce una cascada de energía y genera una discontinuidad, pero la no-linealidad en el movimiento de la atmósfera en la gran escala produce conversiones de energía entre las escalas preexistentes.

Además prácticamente todos los movimientos de la atmósfera son fenómenos de bajo número de Mach en los que la energía cinética es mucho menor que la energía interna. Más aún, los movimientos con una escala horizontal mucho mayor que la escala (espesor) vertical de la atmósfera, que es del orden de los diez kilómetros, están en equilibrio cuasi-hidrostático. Una consecuencia de esto es que la energía geopotencial, debida a la gravedad, es proporcional a la energía interna. La suma de estas dos formas de energía se le denomina normalmente "energía potencial". Similarmente a lo que sucede con la energía interna, la energía potencial es mucho mayor que la energía cinética.

Sólo una pequeña parte de la energía potencial puede convertirse en energía cinética en la atmósfera. Esta parte es la llamada "energía potencial disponible" y representa menos del uno por ciento de la energía potencial total.

Finalmente el movimiento en las escalas planetaria sinóptica (que es la que corresponde a la de los sistemas ciclónicos y anticiclónicos) está bajo la fuerte influencia de la rotación terrestre. Esto hace al movimiento mucho más cuasi-horizontal (bidimensional) que lo que debería ser a causa de la geometría.

Las velocidades verticales serán relativamente pequeñas y podrán ser despreciadas, así como lo son las aceleraciones verticales debido al comportamiento cuasi-hidrostático.

Si consideramos los movimientos en las escalas más pequeñas, con períodos característicos inferiores a un día, tales como las nubes, el efecto de la rotación terrestre podrá ser despreciado.

Los más difíciles de tratar son los movimientos en la escala media ó "mesoescala", por ejemplo las tormentas, en donde no podemos efectuar simplificaciones importantes a las ecuaciones.

Para resolver un problema sobre una escala dada prescribiremos un campo inicial de movimiento, temperatura y otras variables de interés: los movimientos que correspondan a escalas inferiores se suavizan. Tomamos los datos a partir de este campo suavizado (generalmente en puntos de un retículo ó malla equiespaciado) e integramos numéricamente.

Como no podemos ignorar totalmente los movimientos en las escalas más pequeñas, ya que éstos pueden interactuar con el movimiento principal debido a la no-linealidad de las ecuaciones, los tomamos en cuenta tratándolos como perturbaciones turbulentas.

El calor es transportado de las masas calientes a las frías por las perturbaciones turbulentas. Esta es la razón del término C en la ecuación (2).

La transferencia de impulso de las perturbaciones en la atmósfera por la mezcla está incluida en el término de fricción turbulenta \mathbf{F} de la ecuación (4).

La mezcla de aire que contenga un alto valor del componente q_i con aire que contenga bajos valores del mismo resultará probablemente en un transporte de q_i representado en la ecuación (5) por el término D.

Los términos turbulentos C, \mathbf{F} y D deben ser especificados "a priori" o bien relacionados a las otras variables mediante una adecuada parametrización. Esta última ha resultado bastante adecuada cerca de la superficie, donde el efecto del suelo es importante, pero es muy difícil en otras zonas por lo que los términos turbulentos se omiten enteramente para alturas mayores a un kilómetro (atmósfera libre).

SIMULACION DEL MOVIMIENTO ATMOSFERICO EN LA GRAN ESCALA

Debido a la cuasi-incompresibilidad y al equilibrio cuasi-hidrostático una parte muy significativa del movimiento de la atmósfera en la gran escala es análoga a un flujo hidrostático con densidad homogénea ρ con una superficie libre.

Sea $H + h(x,y,t)$ la altura de la superficie libre, H la altura promedio (constante), $\mathbf{V}(x,y,t)$ la velocidad horizontal que es constante con la altura z . Las ecuaciones que gobiernan el sistema son las de movimiento y de continuidad que toman la forma

$$\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} + (\mathbf{V} \cdot \nabla) \mathbf{V} + 2\Omega \mathbf{k} \times \mathbf{V} + g \nabla h = 0 \quad (6)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \nabla \cdot (h \mathbf{V}) + H \nabla \cdot \mathbf{V} = 0 \quad (7)$$

donde t es el tiempo, ∇ el operador nabla horizontal (el gradiente), Ω es la componente vertical de la velocidad angular de la tierra y \mathbf{k} es el vector unitario en la dirección vertical.

Si definimos las variables sin dimensiones $t^* = 2\Omega t$; $\nabla^* = L \nabla$, donde L es el llamado "radio de deformación" $(gH)^{1/2}/2\Omega$; $\mathbf{V}^* = \mathbf{V}/U$ donde U es

la magnitud característica de la velocidad; $h^* = [(U / 2\Omega L) H]^{-1} h$ obtenemos el sistema sin dimensiones:

$$\frac{\partial \mathbf{V}^*}{\partial t} + R_0 (\mathbf{V}^* \cdot \nabla^*) \mathbf{V}^* + \mathbf{k} \times \mathbf{V}^* + \nabla^* h^* = 0 \quad (8)$$

$$\frac{\partial h^*}{\partial t} + R_0 \nabla^* \cdot (h^* \mathbf{V}^*) + \nabla^* \cdot \mathbf{V}^* = 0 \quad (9)$$

donde

$$R_0 = U / 2 \Omega L = U / (g H)^{1/2}$$

es el llamado número de Rossby ó de Kibel basado en la escala horizontal $L = (g H)^{1/2} / 2 \Omega$. La mitad de R_0^2 es la relación entre la energía cinética $U^2/2$ y la energía potencial $g H$, por lo tanto, de lo discutido en el apartado anterior, el movimiento atmosférico en la gran escala se caracterizará por $R_0^2 \ll 1$. Todos los términos en las ecuaciones (8) y (9), excepto aquellos que poseen el factor R_0 , tienen un orden de magnitud uno. La eliminación de h^* en las ecuaciones (8) y (9), despreciando los términos que contienen el factor R_0 , lleva a:

$$(\partial^2 / \partial t^{*2} + 1 - \nabla^{*2}) \nabla^* \cdot \mathbf{V}^* = 0 \quad (10)$$

donde ∇^{*2} es el laplaciano horizontal.

Luego $\nabla^* \cdot \mathbf{V}^* = 0$ es una solución de (10). Más aún, $\exp [i(kx + ly - \gamma t^*)]$ también es solución siempre que

$$\gamma^2 = 1 + (k^2 + l^2) \quad (11)$$

La velocidad de fase, dada por $(\gamma/k, \gamma/l)$, es una función del número de onda (k, l) por lo tanto las ondas son dispersivas. Luego una perturbación local de la divergencia del campo de vientos $\nabla^* \cdot \mathbf{V}^*$ ó de su variación con el tiempo $\partial \nabla^* \cdot \mathbf{V}^* / \partial t^*$ en la condición inicial se dispersa con la velocidad de grupo. Si el dominio es suficientemente amplio $\nabla^* \cdot \mathbf{V}^*$ en un punto arbitrario (x, y) tiende a cero si el tiempo t^* tiende a infinito.

El estado final está dado por $\nabla^* \cdot \mathbf{V}^* = 0$ (el movimiento es un flujo bidimensional no-divergente); $\partial / \partial t^* = 0$ (el movimiento es estacionario) y $\mathbf{V}^* = \mathbf{k} \times \nabla^* h^*$ (el movimiento es geostrofico). Esta tendencia a un flujo geostrofico, estacionario, no divergente se denomina "ajuste geostrofico".

Si el número de Rossby no es mucho menor a uno pero sí suficientemente pequeño podemos esperar que en el estado final, independientemente de la condición inicial, la divergencia, su variación con el tiempo y la desviación del movimiento geostrofico, sean todos del orden del número de Rossby.

La conclusión que el movimiento atmosférico en la gran escala es cuasi-nodivergente, cuasi-geostrofico y de evolución lenta comparada con el período de rotación terrestre, coincide con las observaciones hechas en la atmósfera real.

Hay dos maneras de simular estos movimientos de número de Rossby pequeños.

Una es suponer que ya tuvo lugar el ajuste geostrofico admitiendo que

el movimiento es cuasi-geostrófico para todo tiempo, incluso $t = 0$, y además es no-divergente. En este caso si ζ es la vorticidad del flujo (es decir la componente vertical del rotor del campo de velocidades) podemos obtener una ecuación de evolución, a partir de la ecuación de movimiento (8), del tipo:

$$(\partial/\partial t^* + \mathbf{v}^* \cdot \nabla^*) \zeta = 0 \quad (12)$$

Como el viento es geostrófico

$$\mathbf{v}^* = \mathbf{k} \times \nabla^* h^* \quad (13)$$

y además

$$\zeta = \mathbf{k} \cdot \nabla^* \times \mathbf{v}^* = \nabla^{*2} h^* \quad (14)$$

El sistema de ecuaciones (12), (13) y (14) no tiene una solución del tipo dada por (11): en este sentido las ecuaciones se denominan "filtradas". Por otro lado las ecuaciones (6), (7) son llamadas "no filtradas", "generales", o "primitivas".

El sistema (12), (13), (14) es equivalente a un flujo incompresible puramente bidimensional que, como hemos visto, no es una sobresimplificación del movimiento de la troposfera media en la gran escala cuando se buscan soluciones para períodos de uno ó dos días. En realidad las soluciones de este sistema corresponden en gran parte a las ondas meteorológicas que aparecen en las cartas del tiempo. Las primeras previsiones numéricas exitosas fueron efectuadas utilizando este sistema.

La otra manera de simular los movimientos de la atmósfera es a través del uso directo de las ecuaciones primitivas. De esta manera se permite que la componente horizontal del movimiento sea divergente dando mayor exactitud; aparecen, sin embargo, dos tipos de problemas adicionales: uno es la adecuada simulación del ajuste geostrófico hacia un flujo cuasi no-divergente a través de las ondas de alta frecuencia (gravito-inerciales) dadas por las soluciones no nulas de (10), y el otro es la adecuada simulación del flujo cuasi-nodivergente después de haber sido establecido el ajuste geostrófico.

MODELOS DE ATMOSFERA

Los primeros modelos de atmósfera utilizados para la previsión de los movimientos en la escala sinóptica se basaron en ecuaciones de conservación del tipo dado en la ecuación (12) y son los llamados "barotrópicos". Aunque no permiten la conversión de energía potencial en cinética y por lo tanto no modelan correctamente la profundización de los sistemas ó vórtices ciclónicos (proceso llamado comunmente "desarrollo") dieron resultados muy halagüenos debido a que, como hemos discutido, describen acertadamente la parte más importante del flujo atmosférico en la gran escala. Aún si-guen utilizándose en muchos países para pronósticos operativos a corto plazo.

Podemos suponer también una atmósfera dividida en varias capas permi-

tiendo así una variación del viento con la altura. Estos son los modelos llamados "baroclínicos" y admiten conversiones de energía cinética y potencial.

Todos estos modelos han sido exitosos para la previsión a 24 y 48 horas para las latitudes medias, el pronóstico en los trópicos es menos satisfactorio.

Es posible obtener además ecuaciones llamadas de "diagnóstico" que calculan, en un momento dado, parámetros de interés a partir de las variables básicas. Un ejemplo es el diagnóstico del movimiento vertical de las masas de aire en la gran escala que, si bien es muy pequeño respecto del movimiento horizontal, es de gran importancia para los procesos de tiempo atmosférico: en forma general los ascensos sinópticos están relacionados con áreas de mal tiempo e inversamente los descensos en gran escala con áreas de buen tiempo.

Como ilustración del tipo de ecuaciones a que se llega mediante los modelos filtrados desarrollaremos brevemente el modelo barotrópico no-divergente.

Si consideramos las variaciones en la componente vertical de la rotación terrestre la vorticidad absoluta se expresará $\zeta + f$, donde $f = 2\Omega \sin(\text{latitud})$ es la vorticidad de la tierra, y la ecuación de conservación (12) toma la forma

$$(\partial/\partial t + \mathbf{V} \cdot \nabla) (\zeta + f) = 0 \quad (15a)$$

ó

$$\partial/\partial t + \mathbf{V} \cdot \nabla (\zeta + f) = 0 \quad (15b)$$

Como existe una función corriente ψ al ser flujo bidimensional y no-divergente:

$$\mathbf{V} = \mathbf{k} \times \nabla \psi \quad \text{y} \quad \zeta = \mathbf{k} \cdot \nabla \times \mathbf{V} = \nabla^2 \psi$$

Además como

$$\mathbf{k} \times \nabla A \cdot \nabla B = \partial A/\partial x \partial B/\partial y - \partial A/\partial y \partial B/\partial x = J(A, B)$$

la ecuación de evolución se reduce a

$$\nabla^2 \frac{\partial \psi}{\partial t} = -J(\psi, \nabla^2 \psi + f) \quad (16)$$

El segundo miembro de (16) puede ser calculado si se conocen los valores iniciales y de borde de la función corriente ψ en el dominio considerado. Resolviendo la ecuación de Poisson resultante se obtienen las derivadas temporales de ψ en cada punto. Extrapolando en el tiempo se podrá entonces conocer los valores de la función corriente en un instante posterior ya que están dados los valores iniciales y las derivadas temporales. Repitiendo el proceso anterior se obtiene un pronóstico del campo de vientos en el período deseado. Si se supone equilibrio quasi-geostrófico basta con medir la altura geopotencial de la superficie isobárica en donde se aplica la ecuación (16) ya que esta altura será proporcional a la función

corriente en este caso.

Es posible obtener expresiones matemáticas más complejas que relacionen el campo de vientos con el campo de masa. Por ejemplo, si se admite que tanto la divergencia del campo de vientos como sus variaciones en el tiempo son nulas se obtiene una ecuación de diagnóstico del tipo:

$$\nabla^2 (g h) = 2 J (\partial \psi / \partial x, \partial \psi / \partial y) + \nabla \cdot (f \nabla \psi) \quad (17)$$

llamada ecuación de balance (nótese que la evaluación de los sondeos aerológicos permite calcular el campo h). En este caso el proceso para un pronóstico se resumiría de la manera siguiente:

- 1°) medir el campo inicial de h en el dominio considerado;
- 2°) obtener la función corriente resolviendo la ecuación (17) del tipo de Monge-Ampère;
- 3°) obtener el campo pronosticado mediante la integración de la ecuación de evolución (16) y
- 4°) una vez computado el campo de función corriente previsto calcular el campo de alturas h de la superficie isobárica mediante (17) que ahora aparece como una ecuación de Poisson.

Para obtener las soluciones de los sistemas de ecuaciones que definen estos modelos es necesario algún método de discretización. El más común ha sido el método de las diferencias finitas donde se define un retículo o malla tratándose las variables sólo en esos puntos discretos. Este procedimiento permite que las ecuaciones en derivadas parciales se transformen en sistemas algebraicos y puedan así ser tratados por computadoras. Existen otros métodos, entre los que se encuentran los de Galerkin (Fourier), de expansión de las variables dependientes en un conjunto de funciones ortogonales que satisfacen las condiciones de borde. Al introducir estas expansiones en las ecuaciones originales éstas se transforman en ecuaciones diferenciales ordinarias. Para el caso de modelos globales se utilizan actualmente armónicas esféricas.

ANÁLISIS OBJETIVO

Los modelos numéricos de atmósfera requieren una distribución regular de las variables básicas en mallas o retículos. Los parámetros atmosféricos se observan, sin embargo, en lugares geográficos fijos o bien al azar pero siempre distribuidos irregularmente. Es necesario entonces interpolar estos valores distribuidos en forma no regular a una malla o retículo regular. Este proceso se denomina "análisis objetivo" y no consiste solamente en la mera interpolación matemática. La mayoría de los métodos de análisis objetivo imponen condiciones de consistencia para reducir los errores de análisis. Estas condiciones son particularmente importantes en áreas de escasos datos donde se efectúan a menudo intervenciones manuales. Las condiciones a imponer pueden ser simples, tales como la consistencia hidrostática o el equilibrio geostrofico, o a veces más complicadas como por ejemplo la ecuación de balance.

Dependiendo de la complicación de las condiciones impuestas al análisis numérico, así como su compatibilidad dinámica con el modelo de pronóstico a utilizar, se requerirá una nueva fase de proceso para la especificación del estado inicial. Esta fase se denomina "inicializado" y surge de la necesidad de establecer durante el estado inicial un equilibrio (ó ba-

lance) dinámico en las escalas de movimiento representadas por el modelo de pronóstico. En el caso de modelos que integren las ecuaciones generales de movimiento (es decir los "no filtrados") si no está presente este balance dinámico surge, de la teoría del ajuste geostrófico ya vista, que se tenderá a un estado de equilibrio cuasi-geostrófico a través de la dispersión de energía por las oscilaciones gravito-inerciales. Como éstas son de muy alta frecuencia contaminarían la previsión numérica y por lo tanto deben eliminarse.

En el caso de modelos "filtrados" esto no ocurre ya que en las ecuaciones de movimiento sólo aparecen las oscilaciones meteorológicas.

La falta de datos regulares sinópticos en el hemisferio sur, de superficie y altura, es tal que en la práctica estos datos son actualmente suplementados en las áreas oceánicas por interpretaciones semi-objetivas ("cuasi-datos") a partir de las fotos de los campos nubosos, de perfiles térmicos de telesondeos con radiómetros y de vientos obtenidos a partir de satélites. Debe tenerse en cuenta que, además de los errores intrínsecos asociados a las limitaciones de la técnica de interpretación de las fotos, se agregan los errores debido al carácter asinóptico (no simultáneo) de la observación.

Se acepta generalmente que será esencial, en el futuro, para los sistemas operativos, algún método de análisis (ó de asimilación) cuatridimensional, donde intervenga el tiempo.

Los esquemas de análisis o asimilación cuatridimensional pueden, en forma general, dividirse en intermitentes y continuos.

En los esquemas intermitentes los análisis numéricos se efectúan en las horas sinópticas principales, insertándose los datos sinópticos y asinópticos. Esta inserción requiere algún tipo de corrección temporal del dato asinóptico para asegurar su compatibilidad con el dato convencional sinóptico. La corrección temporal puede hacerse de dos formas. Un método requiere la advección espacial de los parámetros atmosféricos a la próxima hora sinóptica utilizando ciertas estimaciones pronosticadas del flujo medio atmosférico durante el intervalo sinóptico. Alternativamente la observación se mantiene fija en el espacio y se corrige en el tiempo utilizando las tendencias pronosticadas en ese lugar geográfico. En cualquiera de los dos casos la observación se considera como normal para la próxima hora sinóptica.

En el caso de la asimilación cuatridimensional continua se integra un modelo numérico en paralelo con la evolución de la atmósfera real, modificándose ó corrigiéndose el estado del mismo mediante la inserción de las observaciones a medida que se disponen. El punto crítico de la asimilación continua es la manera en que se efectúa la inserción de los datos. El reemplazo directo de los valores en puntos del retículo en el modelo de pronóstico por los valores observados presenta problemas debidos a las inconsistencias (en la pequeña escala) inevitablemente introducidas por los errores de observación y/o del modelo. En el caso de modelos cuyas ecuaciones de base son las generales ó primitivas, si no se eliminan de alguna forma estas inconsistencias se excitarán ondas gravito-inerciales destruyéndose ó contaminándose gravemente los análisis.

PREDICTABILIDAD DE LA ATMOSFERA

La previsión numérica del tiempo no podrá ser nunca totalmente exacta

debido a los errores en la indeterminación del estado inicial y a las fuentes de error externas que surgen de las discrepancias entre la dinámica del modelo atmosférico y de la atmósfera real.

Pero además existe un mecanismo interno de crecimiento del error que impone un límite fundamental a la predictabilidad de la atmósfera. Este crecimiento interno del error no es una consecuencia del modelo numérico sino de la no linealidad e inestabilidad inherentes a la dinámica de la atmósfera. Aún un modelo que resuelva en forma hipotética todas sus escalas de movimiento en forma perfecta y al que se le ha dado un estado inicial lo más perfecto posible tendrá un período de pronóstico limitado debido al error inevitable en las escalas que no pueda resolver, que contaminarán escalas cada vez más grandes hasta llegar a la alteración total de la previsión.

Se han sugerido tres métodos para estimar la predictabilidad de la atmósfera:

- 1) el método dinámico, en el que se integra un sistema de ecuaciones que representan la atmósfera para dos condiciones iniciales apenas diferentes y se determina así la amplificación de las diferencias a través del tiempo;
- 2) el método empírico, que utiliza estados atmosféricos reales muy similares (llamados generalmente "análogos") y se determina su separación en función del tiempo en términos estadísticos;
- 3) el uso de las teorías estadísticas de la turbulencia atmosférica para estimar la tasa a la que los procesos no lineales transfieren el error de escalas menores a mayores.

Los estudios efectuados con estos métodos sugieren que los fenómenos de tiempo en escala sinóptica son predecibles, o parcialmente predecibles, sólo por aproximadamente una semana. La posibilidad de predecir tendencias por sobre o por debajo de los valores normales para períodos más largos no ha sido todavía probada. Quizás la consideración de la interacción entre el mar y la atmósfera podrá llevar a pronósticos de mayor período para las tendencias del tiempo.

RESULTADOS Y PERSPECTIVAS

Desde el primer ensayo exitoso, en el año 1950, de las técnicas de integración numérica en la predicción del tiempo en la gran escala éstas se han aplicado a una gran variedad de problemas de previsión, atmosféricos y oceánicos. Podemos referirnos a la circulación general de la atmósfera y de los océanos, las tormentas tropicales, los frentes, las brisas de mar y tierra, la convección en cúmulus, la contaminación atmosférica, la capa límite planetaria y la turbulencia.

El mayor interés en el ámbito meteorológico reside en la aplicación de estos métodos en la previsión operativa para períodos entre doce horas y, digamos, cinco días; así como en la previsión para períodos mucho más largos.

Como vimos, los modelos dinámicos pronostican variables tales como viento y temperatura en la atmósfera libre, presión a nivel del mar, y en cierto grado precipitación y nubosidad en forma general. No pueden dar detalles tales como viento local en superficie, temperatura y precipitación locales, ya que dependen de detalles topográficos muy pequeños para ser resueltos en el retículo espacial sobre el que se construyen los modelos. De todas maneras es posible obtener relaciones de regresión entre determina-

dos parámetros locales en función de los campos dados por los modelos. En muchos casos estas previsiones son lo suficientemente buenas como para ser transmitidas directamente al público.

Los campos de viento, temperatura, etc. previstos por los modelos son también de aplicación inmediata, por ejemplo para la aeronavegación, ya que pueden determinarse los planes de vuelo directamente, y para los pronósticos de tiempo regionales, ya que los sistemas de tiempo están unívocamente relacionados a ciertas distribuciones de las variables meteorológicas básicas.

En estos últimos años ha habido una gran actividad y especulación científica respecto al diseño, elaboración y utilización de modelos numéricos de análisis y previsión, así como de los sistemas de observación adecuados a éstos (basta señalar el proyecto GARP "Global Atmospheric Research Program" patrocinado por la Organización Meteorológica Mundial).

¿Porqué este interés en aplicar estos métodos cada vez más elaborados tanto científica como tecnológicamente? Por una parte la inmensa cantidad de datos utilizables que se reciben por medio de satélites, boyas, globos-sonda, globos a nivel constante, observaciones convencionales, informes de aeronaves, etc. es de tal magnitud (y será aún mayor en un futuro próximo) que resulta casi imposible obtener un método manual que pueda elaborar esa masa de información en forma adecuada y en el corto lapso de tiempo que se dispone para la previsión. Por otra parte con los métodos numéricos objetivos se obtienen campos meteorológicos coherentes, tanto en el espacio como en el tiempo, de gran amplitud y variedad, y en tiempo real, de aplicación operativa inmediata. Baste decir que se calculan con estos métodos campos de obtención imposible por métodos manuales (por ejemplo la velocidad vertical de las masas de aire).

Además de aumentar la confiabilidad de la previsión de los distintos parámetros meteorológicos, estos métodos dan la oportunidad de cuantificar su ocurrencia permitiendo además, mediante la verificación estadística objetiva de los distintos procedimientos, mejorarlos ó desechar los no adecuados.

Por último podemos decir que, al utilizar archivos de gran capacidad y de fácil acceso, se mejora toda la climatología permitiendo estudios más amplios sobre el comportamiento estadístico de las distintas variables meteorológicas.

Es por ello que la previsión meteorológica con estos nuevos medios no es una empresa puramente científica ó tecnológica de alto costo: es un elemento esencial en la planificación de nuestras actividades; un servicio necesario para una economía más productiva.

B I B L I O G R A F I A

- ARAKAWA, A., 1970: *Numerical Simulation of Large Scale Atmospheric Motions; Numerical Solution of Field Problems in Continuum Physics*, American Mathematical Society, pp. 24-40.
- BJERKNES, V., 1904: *Meteorologische Zeit.* Vol. 21, n.1.
- HALTINER, G.J., WILLIAMS, R.T., 1975: *Some recent advances in Numerical Weather Prediction; Monthly Weather Review* Vol. 103, pp. 571-590.
- LEITH, C.E., 1975: *Numerical Weather Prediction; Reviews of Geophysics and Space Physics* Vol. 13, n.3, pp. 681-684.
- MONIN, A.S., 1972: *Weather Forecasting as a Problem in Physics; The M.I.T. Press.*
- PANOFSKY, H., 1970: *Analyzing Atmospheric Behavior; Physics Today*, Dec. pp. 32-35.
- PHILLIPS, N.A., 1973: *Principles of Large Scale Numerical Weather Prediction; Dynamic Meteorology*, P. Morel Ed., Reidel Pub. Co., pp. 1-96.
- RICHARDSON, L.F., 1922: *Weather Prediction by Numerical Process; Cambridge Univ. Press.*
- RIVERO, O.R., 1970: *Pronóstico Numérico; Meteorológica* Vol. 1, n.1 pp. 38-46.