

SIMULACION NUMERICA DE LA BRISA EN MALLORCA

Agustín Jansa

(Centro Meteorológico Zonal de Baleares)

Clemente Ramis

(Universitat de Les Illes Balears)

LA BRISA EN MALLORCA

El régimen de brisas marinas diurnas, como viento autónomo mesoscalar, globalmente dirigido de mar a tierra, se establece en la isla de Mallorca casi a diario entre los meses de abril y octubre y eventualmente fuera de dicho periodo. La regularidad del fenómeno ha permitido hacer de él una descripción cualitativa bastante precisa en base a una amplia encuesta entre pescadores, campesinos y otros conocedores del territorio: d. M. Jansà y E. Jaume llevaron a cabo este trabajo y lo publicaron en 1946. La figura 1 presenta los resultados más llamativos, la disposición de líneas de corriente durante la fase del día en que la brisa alcanza su desarrollo más completo (primeras horas de la tarde) y las zonas de convergencia asociadas a esa disposición del flujo. Durante esa fase central de la brisa el viento alcanza la fuerza 4 Beaufort, rondando los 15 kts en la línea de costa.

En el trabajo de Jansa y Jaume se indica, también, una cronología típica del régimen de brisas. Hacia las 09 UTC el régimen de brisas está bien establecido sobre la línea de costa y hacia las 20 UTC ha desaparecido en dicha zona. Por la mañana el viento avanza progresivamente desde la costa hacia el interior, cesando, luego, primero en el interior y luego en la costa. Es notable que, a esos efectos, en las dos grandes bahías opuestas que forma la isla de Mallorca, Palma —abierta al SW— y Alcudia —abierta al NE—, actúa como línea de costa, no la del fondo de la bahía, sino la línea exterior entre puntas. Las bahías en sí se comportan como tierra.

El adecuado tamaño de la isla de Mallorca es probablemente la causa de que, primero, el régimen de brisas se establezca con suficiente potencia —lo que no ocurre en islas más pequeñas— y, segundo, que las brisas de costas opuestas tengan tiempo, en el ciclo diurno, de chocar frontalmente, dando lugar a una convergencia más intensa que la asociada a un único frente de brisa —lo que no es posible en islas muy grandes o en el continente—. Es muy corriente, ocurre casi cada día, que en las zonas de convergencia se formen Cumulus, incluso Cumulus Congestus (Jansà y Jaume 1946). En condiciones de inestabilidad latente, por otra parte, siempre que no existan factores inhibidores en la troposfera alta, la convergencia de la brisa es un buen mecanismo de arranque y focalización de la convección profunda. Algunas tormentas formadas en la convergencia de la brisa llegan a ser de tipo severo o, a veces, permiten la descarga de lluvias de gran intensidad, incluso causantes de inundaciones locales (Grimalt 1989). Ramis y Alonso (1988) han publicado un caso en que la convección disparada por la convergencia de la brisa se hace bien visible en las imágenes Meteosat.

A los predictores que se incorporan al GPV de Baleares se les explica la fenomenología hasta aquí descrita, para que la tengan en cuenta cualitativamente en las predicciones de viento (TAF y marítimo-costera, especialmente) y de tiempo (riesgo de fenómenos convectivos). Pensamos, no obstante, que sería más útil llegar a disponer de una modelación sim-

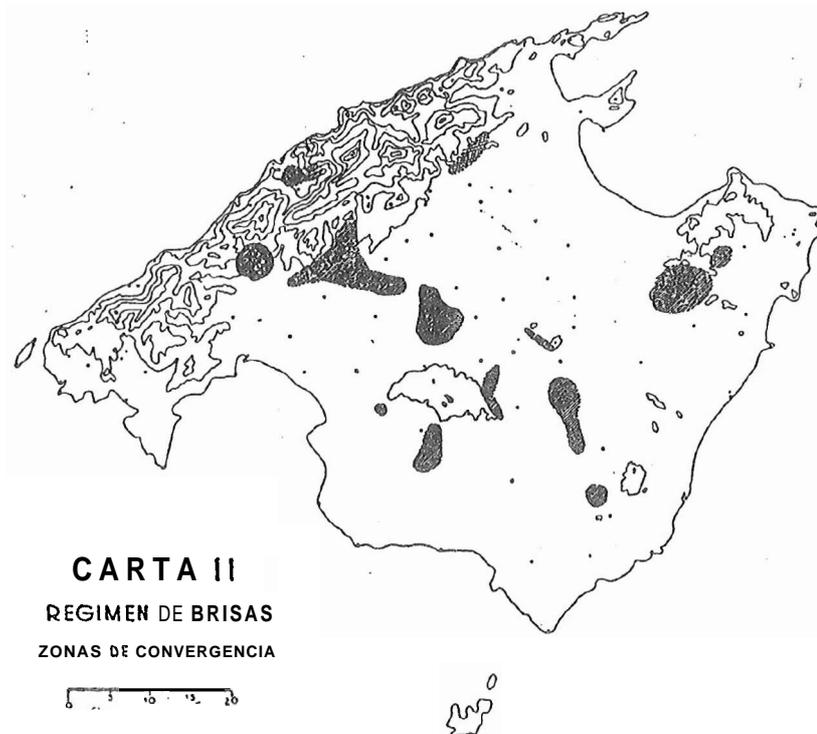
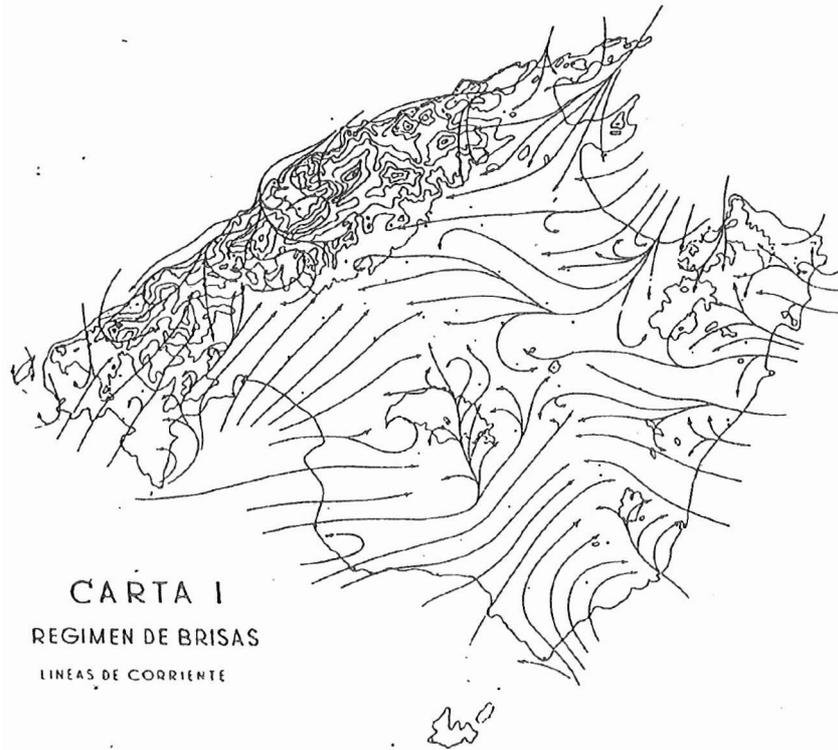


Fig. 1. La brisa en Mallorca. Líneas de corriente (arriba) y zonas de convergencia (abajo) (según Jansa y Jaume, 1946).

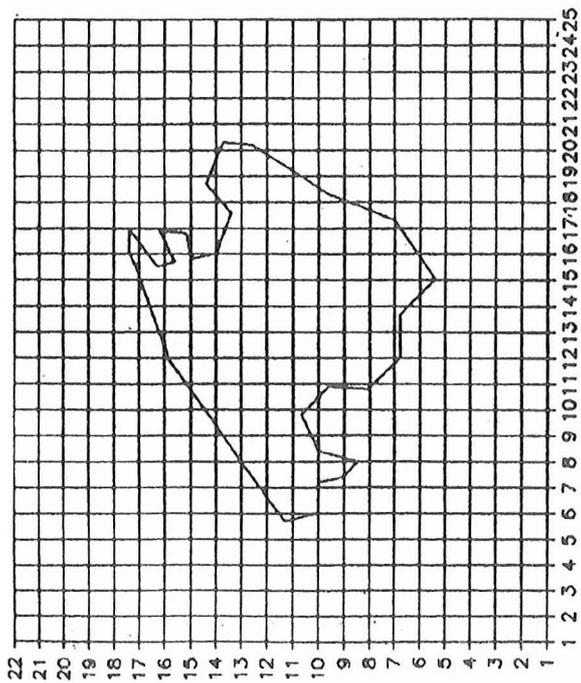


Fig. 2. *Rejilla utilizada en este modelo.*

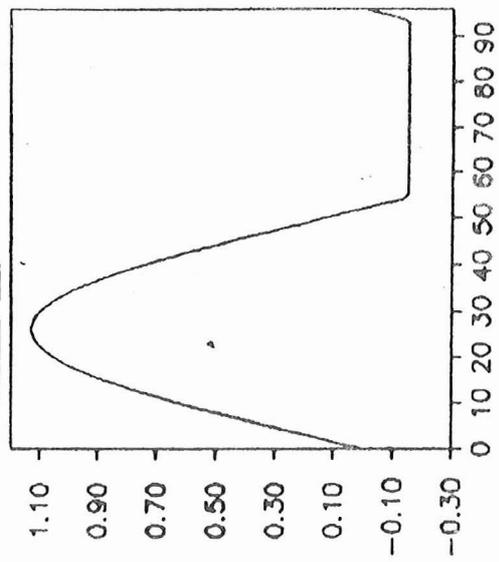


Fig. 4. *Función de calentamiento $B(t)$ (ver texto).*

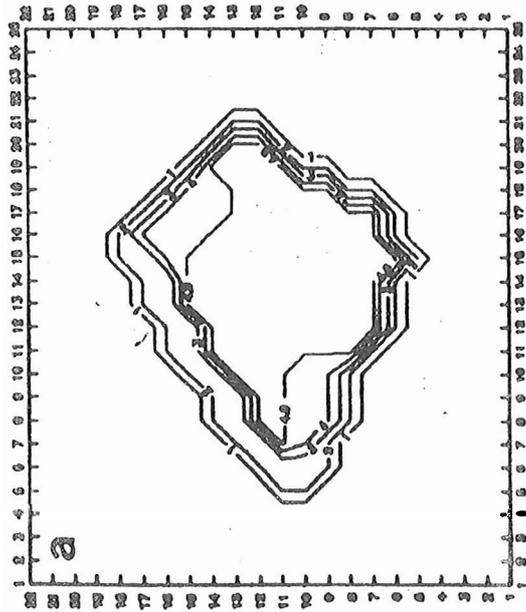


Fig. 3. *Amplitud de la perturbación de presión (A) (ver texto).*

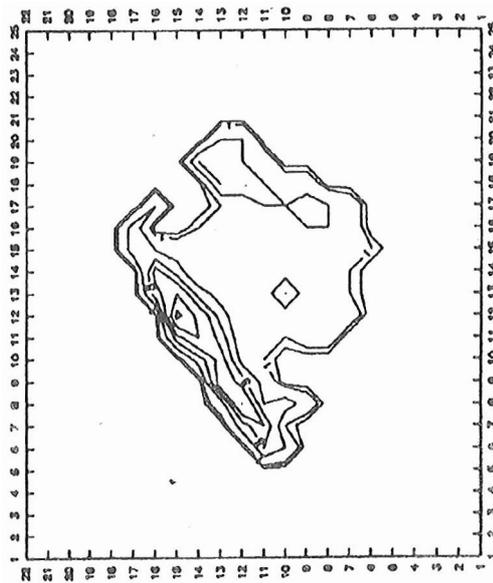


Fig. 5. *Orografía empleada (Hm).*

ple del fenómeno, que, aparte de dar forma cuantitativa a la descripción del régimen de brisas, podría permitir la obtención automática de predicciones en forma gráfica. La fase final debería ser la combinación entre el régimen potencial de brisas y el flujo general, observado o previsto, ambos en interacción, dando, entre otras cosas, desplazamientos de las zonas de convergencia.

Evidentemente hay varias posibilidades de afrontar el problema, siendo, probablemente, la más prometedora la utilización de un Modelo Mesoscalar completo, tridimensional, de Predicción Numérica. Ello sería, no obstante, muy costoso informáticamente y, de hecho, inviable en la práctica ahora mismo. La opción opuesta era desarrollar un modelo específico, simple y rápido, que es la que hemos adoptado, con éxito en algunos aspectos, pero con problemas que pueden llegar a hacer imposible la utilización de la herramienta a nivel operativo. En todo caso, si no se llega a la utilización operativa, la simulación numérica habrá servido para valorar algunos de los factores que delinear el régimen de brisas, lo que podrá ser usado en otros modelos o, simplemente, para comprender mejor el fenómeno.

EL MODELO

El modelo que hemos construido, mediante laboriosas aproximaciones sucesivas al problema, lo hemos sometido a sanción de la comunidad científica internacional, mediante su envío y aceptación por una revista de prestigio (Ramis, Jansa y Alonso, 1990). En la citada publicación puede encontrarse una descripción detallada. Aquí señalaremos sólo los rasgos más importantes.

Se trata de un modelo bidimensional (x, y) , calculándose el viento en cada momento y cada punto de rejilla mediante

$$\mathbf{V} = \mathbf{V}_0 + \mathbf{a} dt$$

$$\text{siendo } \mathbf{a} = -(1/\delta) \text{ grad } p - \mathbf{f} \times \mathbf{V} + \mathbf{R}$$

La rejilla utilizada tiene 6,5 km de malla (ver fig. 2), con un paso de tiempo de 15 minutos.

El efecto de brisa se simula mediante la generación de una perturbación de presión, que se supone generada por el calentamiento y enfriamiento radiativos sobre tierra (no hay perturbación en el mar abierto), función de lugar y de tiempo,

$$p(t) = -A + B(t)$$

A es un parámetro de continentalidad, definido como 0 sobre el mar y como 5 en el interior de la isla, con valores intermedios en la zona de costa y en las montañas altas (fig. 3). Por lo que se ha dicho más arriba, las bahías de Palma y Alcudia se ha considerado que forman parte de la "tierra". A fin de simular la penetración hacia tierra del aire marítimo y viceversa, ese parámetro A es parcialmente advechado por el viento, lo que equivale a hablar de advección térmica.

a es un coeficiente de conversión de unidades. Su valor lo hemos estimado en 0,15, de modo que la máxima perturbación de presión en el interior de la isla sea de 0,8 hPa.

B(t) es una función sinusoidal modificada, que viene a simular la forma de la variación radiativa de temperatura en todos los puntos (con amplitud afectada por A). Ver figura 4.

El rozamiento, R, proporcional al cuadrado de la velocidad del viento, no es espacialmente constante, sino que varía de mar a tierra. Además, es el coeficiente de proporcionalidad en función de la hora del día, aumentando de noche y disminuyendo de día, y depende, también, de la rugosidad del terreno, introducida a partir de la altitud (en Mallorca los terrenos más altos son los más accidentados). El relieve utilizado se puede ver en la figura 5. Con lo último se logra frenar significativamente el viento sobre terreno accidentado, pero ello no basta para simular todos los efectos orográficos.

Como es sabido, la brisa tiene muy poco espesor, de modo que no puede cruzar montañas altas. En nuestro modelo hemos introducido un bloqueo orográfico total para barreras con una elevación superior a 400 m.

El modelo no es euleriano, sino semilagrangiano. El viento se advecha parcialmente a sí mismo (penetra hacia tierra en la parte diurna del ciclo). Para lograr el efecto se supone que la partícula colocada en cada punto de rejilla se desplaza con el viento, arrastrando

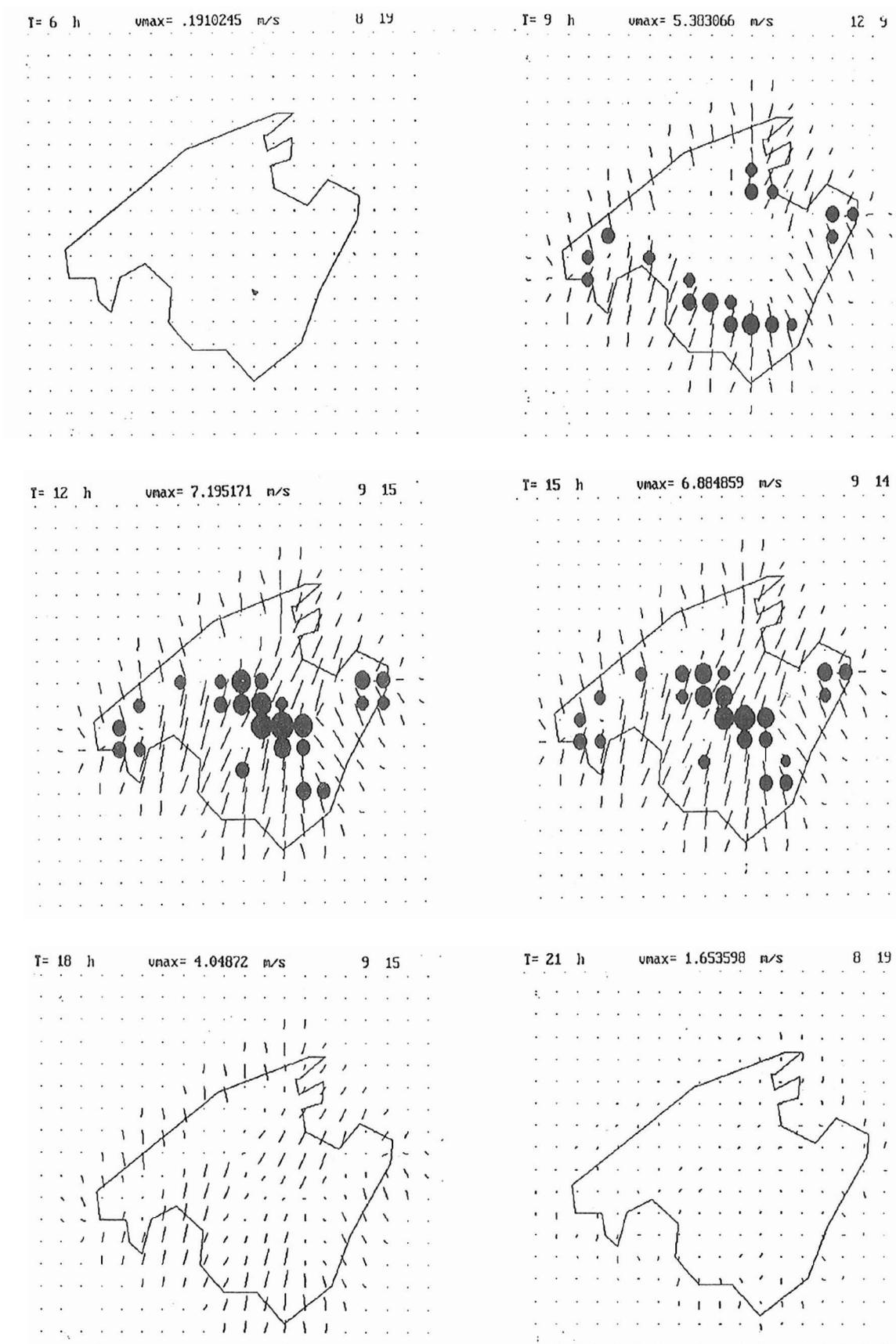


Fig. 6. Simulación de la brisa con condiciones de fondo no perturbadas. Viento y convergencia. En la parte superior de cada mapa se indican la hora UTC, la máxima velocidad observada en la simulación y el punto de rejilla en que se observa esa máxima velocidad.

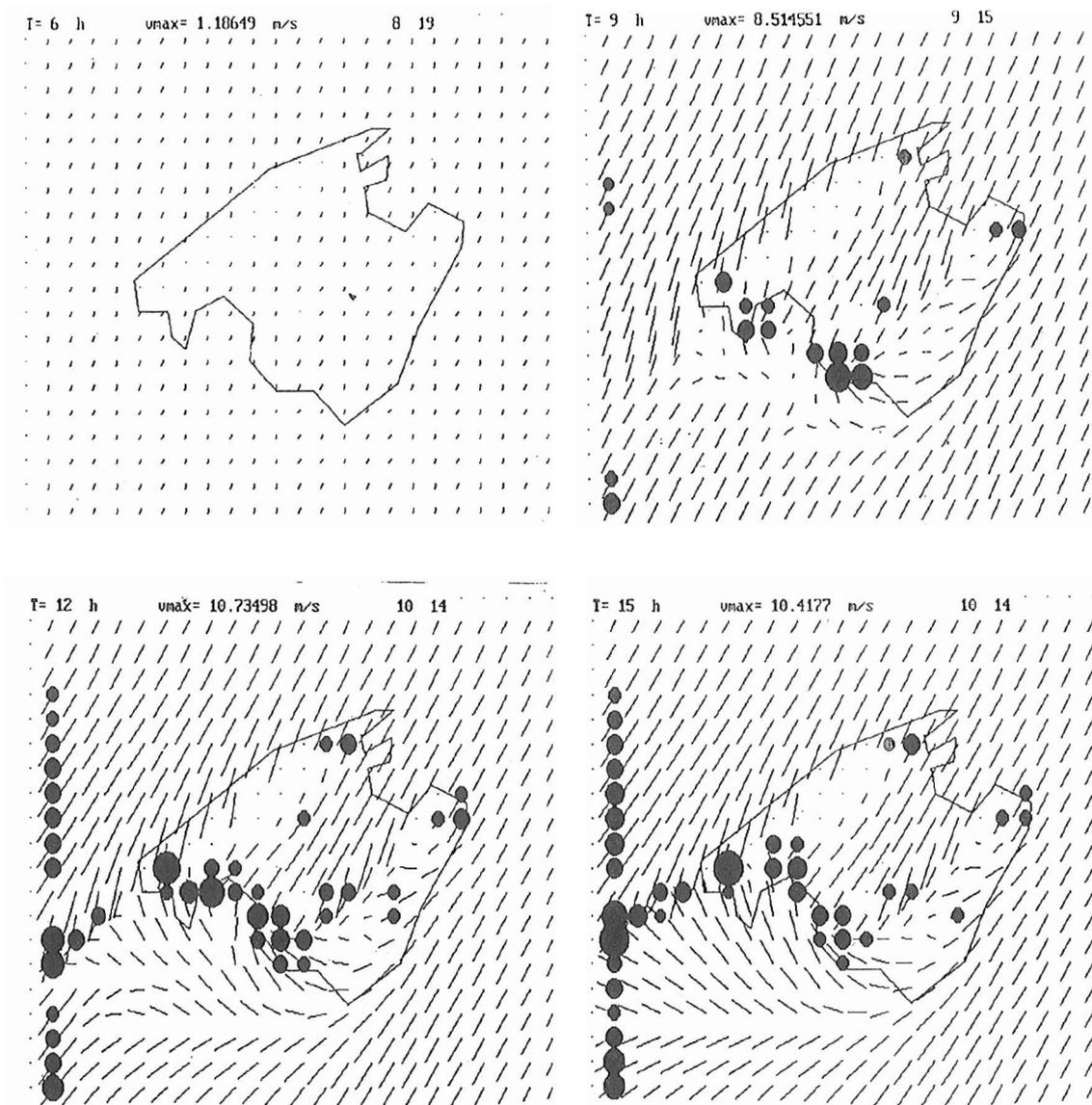


Fig. 7. Igual que la figura 6, con un gradiente de presión de fondo que genera flujo general del NE.

dicho viento, y que hay, además, una difusión, una mezcla. El viento final, después de cada paso de tiempo, en cada punto de rejilla, se calcula, no directamente, según la primera expresión indicada, sino mediante la fórmula

$$V(t + dt) = 0.8 V_a(t + dt) + 0.2 V(t)$$

donde V_a representa un viento analizado, a partir de los "vientos arrastrados" en el entorno.

Algo semejante se hace con la aceleración.

RESULTADOS

Con situación inicial de calma y presión uniforme se obtiene un ciclo diario (fig. 6) cuyo momento central y horario reproducen bien los esquemas cualitativos de Jansà y Jaume. Además de los vectores viento, hemos representado la convergencia, mediante círculos de radio proporcional a dicha magnitud.

Si superponemos un gradiente de presión de fondo, capaz de generar un flujo general, los vientos se nos distorsionan y las zonas de convergencia se desplazan sustancialmente. La figura 7 representa la superposición de un flujo del NE y la brisa, por ejemplo.

Los resultados son, aparentemente, esperanzadores. Hay, sin embargo, un doble problema cara a la operatividad. Primero, el bloqueo orográfico, desde 400 m de elevación, es exagerado para el flujo general, introduce apantallamientos no realistas. Segundo, no es fácil introducir un flujo general (o una perturbación de presión de fondo) realista, diagnosticado o previsto, a la resolución que necesitamos. Hay vías de solución para ambos problemas, pero quizás no menos complicadas que la sustitución del modelo por otro más completo.

REFERENCIAS

GRIMALT, M. (1989): Geografía del risc a Mallorca, Tesis Doctoral, Universitat de les Illes Balears.

JANSA, J. M., y JAUME, E. (1946): El régimen de brisas en la isla de Mallorca, *Revista de Geofísica*, V, 19,304-328.

RAMIS, C., y ALONSO, S. (1988): Sea breeze converge line in Mallorca. A satellite observation, *Weather*, 43, 288-293.

RAMIS, C., JANSA, A. y ALONSO, S. (1990): Sea breeze in Mallorca. A numerical study, *Meteorol. Atmos. Phys.*, **42**, 249-258.

MODELIZACIONES DEL VIENTO EN SUPERFICIE EN TERRENOS DE OROGRAFIA COMPLEJA Y CON SUELOS DE CARACTERISTICAS NO HOMOGENEAS

J.M.Sánchez-Laulhé Ollero

(G. P. V. Málaga)

Y

E.Rodríguez Camino

(S. Predicción Numérica)

RESUMEN

Se presentan dos alternativas para simular de forma realista el viento en superficie. Una es producir campos mesoscalares utilizando modelos "completos" con suficiente resolución espacial y temporal para resolver las circulaciones **mesoscalares**. Lógicamente este enfoque precisa de recursos computacionales que están más allá de lo habitualmente disponible. Otra alternativa es desarrollar modelos "simplificados" de diagnóstico que adapten la salida de un modelo de escala sinóptica a condiciones de suelo complejas. Esta alternativa es muy económica computacionalmente hablando y permite en muchos casos reproducir los mismos resultados que se obtienen por el primer enfoque. Aplicación en la zona del Estrecho de Gibraltar.

1. INTRODUCCION

Los campos previstos que se obtienen como salida de un modelo de predicción basado en las ecuaciones primitivas presentan unas características de suavización, consecuencia directa de la resolución empleada en la integración de dichas ecuaciones. Esto se hace especialmente patente en el caso de campos que tienen una gran variabilidad espacial como es el caso del viento en las proximidades del suelo. La complejidad real del suelo es el origen de que los campos meteorológicos en sus proximidades "hereden" una gran variabilidad espacial tratando siempre de adaptarse a las características del suelo subyacente. La necesaria suavización impuesta sobre el suelo (orografía, tipo de suelo, temperatura, humedad, **albedo**, coeficiente de rugosidad, etc.) consecuencia en muchos casos de la baja resolución empleada en la integración y en otros de la carencia de bases de datos de características de suelo con suficiente resolución, es la causa de que los campos meteorológicos en sus proximidades presenten unas simplificaciones excesivas que les invalidan para su utilización operativa.

2. DIFERENTES ENFOQUES AL PROBLEMA

Se presenta, pues, el problema de adaptar los campos en las proximidades del suelo obtenidos mediante integración de un modelo de ecuaciones primitivas a las características más complejas y detalladas del suelo real, en contraposición al carácter simplificado del suelo del modelo. Las dos opciones habituales para adaptar los campos a las características del suelo son el tratamiento estadístico y el tratamiento dinámico. El tratamiento dinámico se basa en el desarrollo de modelos numéricos mesoscalares de área limitada,

necesariamente simplificados, capaces de producir campos mesoscalares perfectamente adaptados a las características del terreno a partir de las condiciones a escala sinóptica producida, por ejemplo, por un modelo de área limitada con resoluciones operativas del orden de 50-200 km.

Lógicamente estos modelos dinámicos adaptativos de carácter mesoscalar, que habrán de aplicarse a la salida operativa de los modelos de predicción que simulan la escala sinóptica, han de poseer necesariamente las siguientes tres características:

1) Han de ser simplificados pero contener la física esencial necesaria para modelizar realísticamente el flujo de viento en niveles bajos sobre terrenos complejos.

2) Han de consumir pocos recursos de ordenador para que puedan ser utilizados a modo de postproceso del modelo de área limitada.

3) Han de incluir datos sobre características del suelo (básicamente orografía, capacidad específica, coeficiente de rugosidad) con alta resolución 5-10 km.

Estos modelos simplificados que diagnostican fenómenos mesoscalares en regiones de topografía compleja pueden clasificarse en tres tipos (veanse, por ejemplo, las referencias contenidas en (1)):

a) Modelos de conservación de masa.

b) Modelos de ecuaciones primitivas de una capa integrados verticalmente.

c) Modelos de un nivel de ecuaciones primitivas en coordenadas sigma.

3. DESCRIPCIÓN DEL MODELO SIMPLIFICADO

De todos los modelos candidatos considerados se ha optado por programar un modelo del tercer tipo, es decir, de ecuaciones primitivas en coordenadas sigma con un solo nivel. Este tipo de modelos para diagnóstico de vientos fue inicialmente desarrollado por Danard (1977) y posteriormente por Mass y Dempsey (1985), siendo esta última versión sobre la que se ha trabajado. Ha habido algunos intentos posteriores que refinan o varían ligeramente esta última versión, entre estos trabajos se pueden citar los de Olsson (1984), Estoque (1990) y Alpert et al. (1988).

La descripción del modelo puede verse en (1), por lo que sólo se insistirá en las modificaciones que se han hecho con respecto a la versión original. Este modelo integra las ecuaciones para la tendencia de la temperatura y el viento en el nivel superficial ($\sigma = 1$). Se supone balance hidrostático, lo que es razonable hasta escalas del orden de pocos km. La variable presión en superficie puede eliminarse mediante integración de la ecuación hidrostática entre superficie y un nivel de referencia de presión (habitualmente 850 mb.) en el que se suponen conocidas la altura geopotencial y la temperatura. También se supone que la influencia topográfica se hace patente sólo hasta una altura H sobre la superficie del terreno. Existe la posibilidad de incluir un forzamiento adiabático proveniente del suelo que se incorpora, bien en forma de oscilación sinusoidal simulando el ciclo diurno o de forzamiento constante. Las condiciones de contorno se han impuesto siguiendo el esquema de Davies (1976) en el que las variables interiores se ajustan suavemente a sus valores de contorno prescritos utilizando una técnica de relajación. El ancho de la banda de relajación es en este caso de 4 puntos de rejilla.

Las integraciones se realizan fijando unas condiciones de contorno, bien análisis o predicciones, provenientes del modelo de área limitada del INM hasta que se alcanza un estado estacionario, es decir, hasta que las tendencias promediadas en el dominio de integración de las componentes del viento ($\partial u_s / \partial t$ y $\partial v_s / \partial t$) caen por debajo de un determinado valor previamente especificado. Lógicamente el estado final estacionario depende fuertemente tanto de las condiciones iniciales y de contorno como del forzamiento proveniente del suelo, en concreto de la orografía, del contraste tierra-mar y de los efectos diabáticos impuestos.

Se ha aplicado el modelo a dos áreas bien diferentes en cuanto a tamaño. una centrada sobre la península Ibérica y mares circundantes y otra, más pequeña, centrada sobre el estrecho de Gibraltar. Centrándonos en esta última, se extiende desde 34° N hasta 38° N y desde 0° hasta 9° E, consta de 54 x 34 puntos de rejilla y la resolución es de 10 minutos de grado (véase figs. 1a y 1b). La orografía procede de la base de datos de la Navy de los E.E.U.U. vía McIDAS. Como puede verse, en esta resolución los detalles finos de la orografía parecen suficientemente bien captados aunque sería deseable ir por lo menos hacia una resolución doble de la mencionada.

Al tratarse de un modelo con una fuerte base empírica en sus parametrizaciones (para mantener un nivel aceptable de simplificación), posee bastantes parámetros que hay que fijar tras realizar un ajuste sistemático basado primero en el estudio de la sensibilidad del

modelo frente a las variaciones de los diferentes parámetros y, a continuación, tratando de determinar los valores de dichos parámetros comparando los resultados del modelo con las observaciones.

Los parámetros libres que tiene el modelo y sus valores provisionales que habría que ajustar son los siguientes:

K_T	difusión horizontal temperatura	3×10^4
K_M	difusión horizontal momento	3×10^4
γ	gradiente vertical temperatura	Variable
$C_{d_{sea}}$	roz. turb. vert. mar	1.4×10^{-3}
$C_{d_{land}}$	roz. turb. vert. tierra	2.0×10^{-2}
$A_{c_{sea}}$	calent./enfr. diabático mar	4.0×10^{-2}
$A_{c_{land}}$	calent./enfr. diabático tierra	1.0

Como condiciones iniciales se pueden tomar varias alternativas. En el trabajo original se sugiere tomar simplemente los campos de geopotencial y temperatura en un nivel de referencia, que habitualmente es 850 mb, así como un gradiente vertical de temperatura representativo de la baja atmósfera. Los campos iniciales de temperatura en el suelo se obtendrían por extrapolación a partir de la superficie de presión de referencia y utilizando el gradiente vertical de temperatura. Los campos iniciales de viento en el suelo se obtendrían imponiendo la condición de equilibrio entre las fuerzas de Coriolis, de rozamiento turbulento y de gradiente de presión. Se ha observado una fuerte dependencia de los datos iniciales y de contorno frente al forzamiento impuesto por la orografía y por el contraste entre tierra y océano, al menos en áreas relativamente pequeñas como es la utilizada en las proximidades del estrecho de Gibraltar, por lo que es muy conveniente que las condiciones iniciales y de contorno se aproximen lo más posible a la futura solución estacionaria. En consecuencia, parece más adecuado tomar como campos iniciales y de contorno los proporcionados por el modelo en las proximidades del suelo, es decir, bien el viento y la temperatura en el nivel sigma más bajo o interpolados a 10 m. y 2 m. respectivamente, o bien el viento y temperaturas en 1000 mb. Existen otras alternativas que también permiten aproximar más las condiciones iniciales y de contorno y reducen los subsiguientes errores en los campos adaptados que se obtienen como solución del modelo.

Las integraciones se realizan normalmente con un paso de tiempo de 240 segundos, aunque en la mayoría de los casos se ha comprobado que se puede aumentar notablemente sin que aparezcan problemas de inestabilidad computacional, y se llega a alcanzar un estado estacionario al cabo de 200 o 300 pasos de tiempo. En el Fujitsu del INM estos cálculos llevan más de 1 minuto de CPU. Cuando se incluye calentamiento diabático, primero se integra sin calentamiento diabático hasta alcanzar un estado estacionario y a continuación se integra con calentamiento diabático (100 o 200 pasos de tiempo más) hasta llegar a un nuevo estado estacionario, esta vez en equilibrio con los procesos de calentamiento diabático.

4. RESULTADOS PRELIMINARES

Obviamente el modelo debe todavía ajustarse para obtener los valores óptimos de los parámetros empíricos que mejor adaptan las salidas del modelo a las observaciones. Sin embargo, y con todas las limitaciones que supone utilizar un modelo no ajustado, se puede observar que la finalidad principal de este modelo, que es la de adaptar las salidas del LAM(INM) a las características finas de la orografía, se puede conseguir con un modelo como el considerado. A modo de ejemplo puede verse en la **fig.2a** una predicción **H+6** del LAM(INM) del viento en el nivel sigma más bajo. Se observa que en las proximidades del estrecho de Gibraltar el viento en el nivel sigma más bajo tiene una dirección perpendicular a la que el efecto orográfico de encauzamiento y la experiencia sugieren. Si se pasa el modelo de adaptación tomando como condiciones iniciales de viento el correspondiente al equilibrio entre la fuerza de Coriolis, de presión y de rozamiento en 1000 mb (véase **fig.2b**) y como condiciones iniciales de temperatura la extrapolada desde 850 mb hasta el suelo siguiendo el gradiente vertical impuesto inicialmente, se obtiene tras llegar al estado estacionario y sin incluir procesos de calentamiento diabático un viento en el suelo que sí parece adaptarse a las peculiaridades de la orografía del estrecho de Gibraltar (véase **fig. 3**).

Aunque el modelo parece adaptar relativamente bien los campos de viento en las proximidades del suelo, sería muy deseable comparar los resultados con los obtenidos mediante una adaptación utilizando un modelo completo como el LAM (INM), pero con una resolución similar a la del modelo simplificado, es decir de 10 minutos de grado, tomando lógicamente la orografía y el parámetro de rugosidad con la misma resolución. Un ejemplo de este tipo de adaptaciones con modelos no simplificados puede verse en Rousseau et al.(1983).

5. BIBLIOGRAFIA

- (1) MASS, C.F., and DEMPSEY, D.P., 1985: A One-Level, Mesoscale Model for Diagnosing Surface Winds in Mountainous and Coastal Regions. *Mon.Wea.Rev.*, 113, 1211-1227.
- (2) MASS, C.F., and DEMPSEY, D.P., 1983: A One-Level Mesoscale Model for Complex Terrain. Proc. Sixth Conf. on Numerical Weather Prediction, Amer. Meteor. Soc., 343-347.
- (3) MASS, C.F., 1981: A Single-Level Numerical Model Suitable for Complex Terrain. Proc. Fifth Conf. on Numerical Weather Prediction, Monterrey, Amer. Meteor. Soc., 316-319.
- (4) DANARD, M., 1971: A Simple Model for Mesoscale Effects of Topography on Surface Winds. *Mon.Wea.Rev.*, 105, 572-580.
- (5) ROUSSEAU, D., and PHAM, H.L., 1983: Adaptation dynamique des previsions. Note de travail de l'Etablissement d'Etudes et de Recherches Météorologiques. No.63. Direction de la Météorologie.
- (6) OLSSON, E., 1984: Dynamic Simulation of Surface Winds. SMHI-Report R&D notes No 37. Norrköping, Suecia.
- (7) ESTOQUE, M.A., 1990: A surface mesoscale wind model for complex terrain. *Atmósfera*, 3, 203-216.
- (8) ALPERT, P. and GETENIO, B., 1988: One-Level Diagnostic Modeling of Mesoscale Surface Winds over Complex Terrain. Part I: Comparison with Three-Dimensional Modeling in Israel. *Mon.Wea.Rev.*, 116, 2025-2046.
- (9) ALPERT, P., GETENIO, B. and ZAK-ROSENTHAL, R., 1988: One-Level Diagnostic Modeling of Mesoscale Surface Winds over Complex Terrain. Part II: Applicability to Short-Range Forecasting. *Mon.Wea.Rev.*, 116,2047-2061.

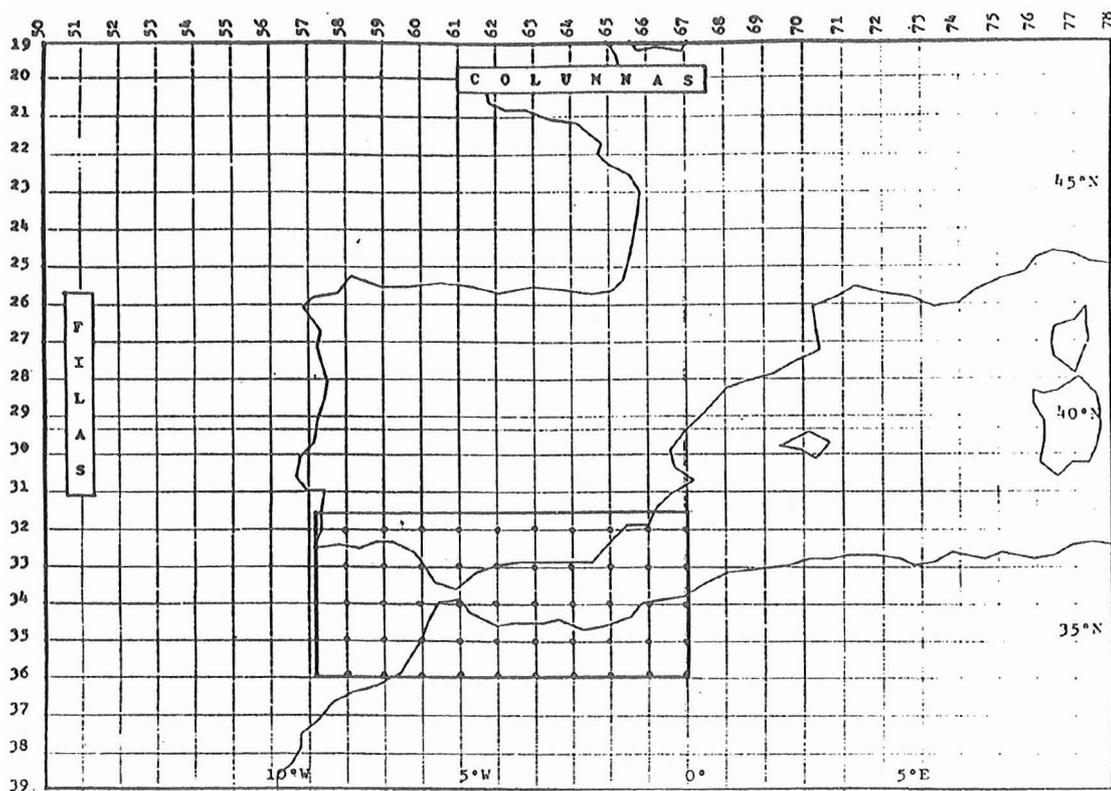


Fig. 1a. *Rejilla original del LAM (INM) operativo en las proximidades del estrecho de Gibraltar.*



Fig. 1b. Orografía con resolución 10 minutos de grado en el área de integración utilizada en el modelo simplificado.

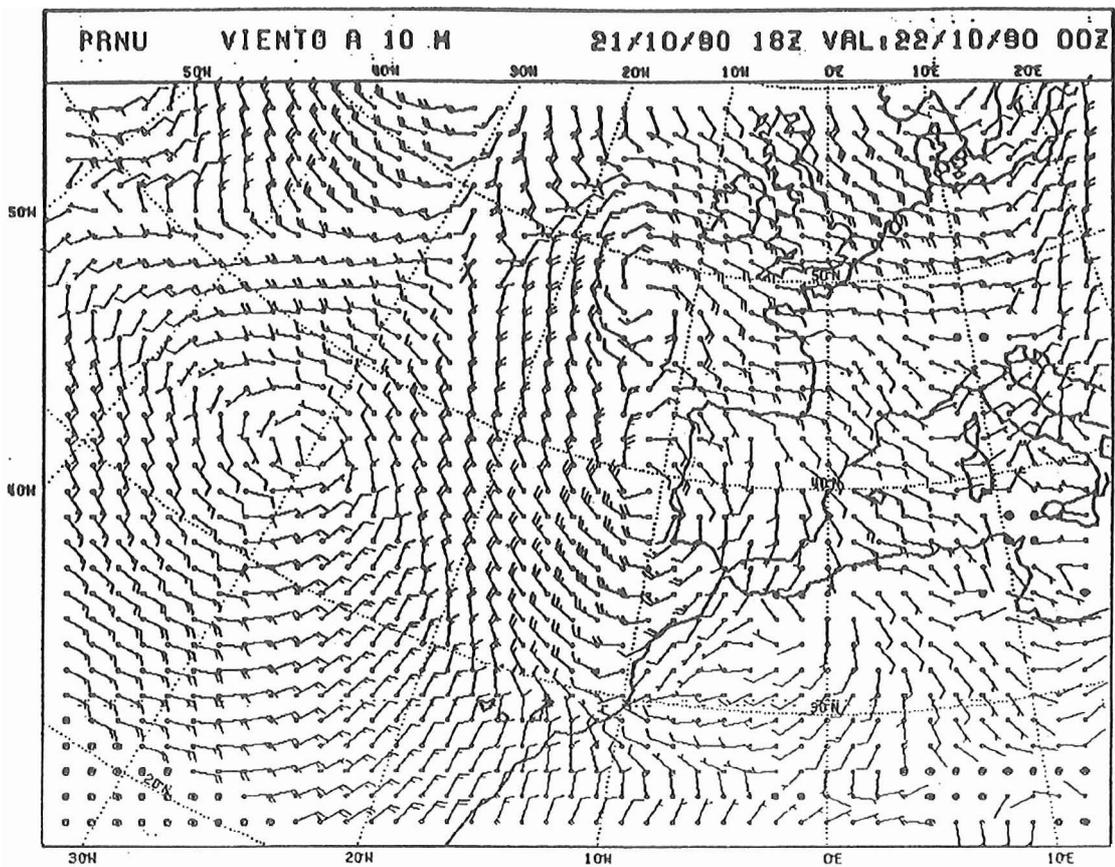


Fig. 2a. Viento en el nivel sigma más bajo del LAM (INM). Predicción H+6 operativa basada en el análisis del 21 octubre 1990 a las 18z.

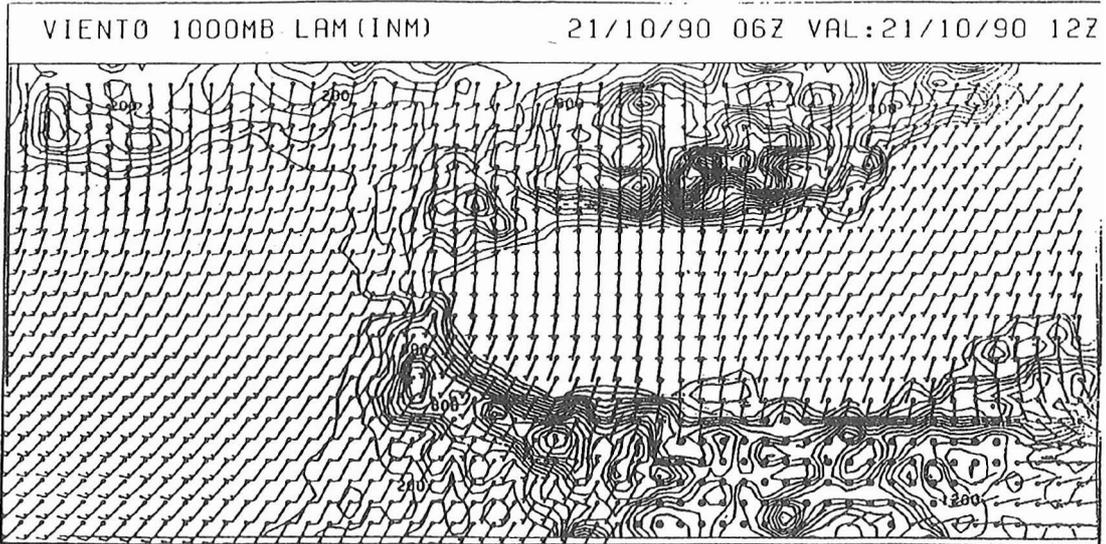


Fig. 2b. Condiciones iniciales para el viento interpoladas a la rejilla que utiliza el modelo simplificado. Viento de equilibrio entre las fuerzas de Coriolis, de presión y de rozamiento en 1.000 mb.

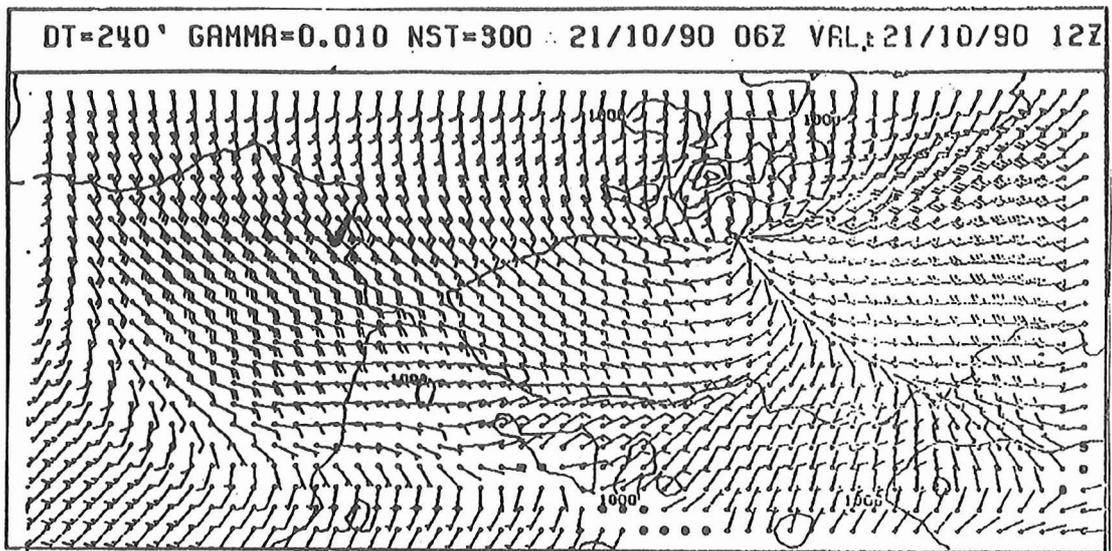


Fig. 3. Viento adaptado por el modelo simplificado. Gradiente vertical de temperaturas: 0.010 k/m. Pasos de tiempo: 300.