

UNA METODOLOGIA PARA LA ESTIMACION LOCAL DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO
MEDIANTE UN MODELO NUMERICO.

Juan Carlos LABRAGA.

Centro Nacional Patagónico.

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

Puerto Madryn, República Argentina.

RESUMEN.

Se utiliza un modelo numérico unidimensional de la capa límite atmosférica, con clausura turbulenta de segundo orden, para estimar velocidades medias del viento cerca de superficie en lugares donde no existen observaciones disponibles. El modelo emplea como condiciones de contorno datos sinópticos de temperatura, viento geostrófico en niveles standard obtenidos de cartas sinópticas y condiciones locales de rugosidad superficial. El método es verificado por comparación con cuatro series de velocidades de viento, medidas a 15, 60 y 90 metros sobre el nivel de superficie en la localidad de Pampa del Castillo (Chubut), durante los meses de abril, agosto y octubre de 1980 y enero de 1981. Los errores relativos en las velocidades medias computadas en cada uno de los cuatro meses y en cualquiera de los tres niveles son del orden del 5 por ciento. Los errores cuadráticos medios relativos a la varianza y al valor medio son del orden de 0,24 y 0,19 respectivamente en el caso de velocidades medias diarias, y del orden de 0,17 y 0,11 en el caso de velocidades medias semanales. Los resultados numéricos muestran que la metodología puede ser útil para obtener, a un costo computacional razonable series cortas de velocidades medias diarias y semanales, y también, para una rápida estimación de la velocidad media del viento para períodos largos en lugares que no disponen de observaciones.

ABSTRACT.

A one-dimensional atmospheric boundary layer model, with a second-order turbulent closure, is used to estimate near surface mean wind velocities in locations where no observation is available. Synoptic data, such as temperature, geostrophic wind at standard levels obtained from synoptic charts, are used as boundary conditions together with local surface roughness parameterization. As

methodology verification, simulated wind velocity series are compared with observations made at 15, 60 and 90 meters above the ground at Pampa del Castillo (Chubut) location, during april, august and october 1980, and january 1981. Relative errors in computed mean velocities, in each of the four months and at any of the three levels are of order of 5 percent. Mean square errors relative to the variance and to the mean velocity, are about 0,24 and 0,19 respectively in the case of daily mean velocity series, and about 0,17 and 0,11 in the case of weekly mean velocity series. Numerical results show that the methodology can be useful to obtain, at a reasonable computational cost, short series of daily or weekly mean wind velocities, and also, for quick assessment of long-range mean wind velocities at locations where observations are not available.

1. INTRODUCCION.

La tarea de seleccionar los lugares más apropiados para la instalación de sistemas conversores de energía eólica requiere, al menos idealmente, disponer de largas series de datos de viento en todos los sitios de emplazamientos potenciales.

Tanto en éste como en otros emprendimientos en que es necesario el conocimiento estadístico del viento, los plazos de decisión no se compatibilizan con largos y costosos programas de medición. Por esto, con frecuencia se recurre a métodos de estimación del viento cerca de superficie.

Una primera aproximación a la estimación del viento puede obtenerse a través de su interacción con elementos del paisaje, tales como el suelo (erosión) o la vegetación (Wade y Hewson, 1979).

Otra estrategia consiste en la extrapolación de series haciendo uso de la correlación espacial en la velocidad del viento entre series cortas o incompletas y largas series provenientes de estaciones climatológicas en la vecindad de la región (Corotis, 1980; Justus et al., 1978).

La técnica de análisis de la componente principal ha sido exitosamente utilizada por Barros y Estevan (1983), para estimar la velocidad y potencia del viento con gran exactitud. Esta técnica matricial combina la información de un conjunto básico de estaciones de una región, que disponen de largas series de datos, con series cortas de observaciones en lugares escogidos.

Otra aproximación desarrollada por Barchet (1982), consiste en

la identificación de las situaciones sinópticas que con más frecuencia se presentan en la región de estudio. El conocimiento de la velocidad media del viento asociada a cada una de estas situaciones sinópticas dominantes, obtenido mediante cortos programas de medición, permite reconstruir la velocidad media anual o estacional.

Diab y Garstang (1984), han utilizado las características meteorológicas de gran escala asociadas con cada una de las situaciones sinópticas dominantes en una región, como datos de entrada para estimaciones del potencial eólico mediante simulaciones con un modelo numérico bidimensional de mesoescala. De este modo se han obtenido estimaciones de la velocidad y potencia del viento cerca de superficie en dos regiones costeras bien diferenciadas de Sudáfrica.

En el presente trabajo se describe un método para la estimación de series de viento en distintos niveles próximos a la superficie, basado en la integración numérica de un modelo unidimensional de la capa límite atmosférica. Este modelo utiliza como condiciones de contorno datos de viento geostrofico, obtenidos de las cartas sinópticas elaboradas diariamente por el Servicio Meteorológico Nacional, representativos de la región en donde se efectúa la estimación del viento. Emplea además datos de temperatura a nivel del abrigo meteorológico de la estación más próxima al lugar escogido. El efecto de las características físicas de la superficie sobre el perfil del viento se incorpora a través de un parámetro de rugosidad. El método es verificado con datos observacionales de la región de Pampa del Castillo, en la provincia del Chubut.

2. DESCRIPCION DE LA METODOLOGIA.

En este método se emplea un modelo de la capa límite atmosférica con clausura turbulenta de segundo orden, que brevemente se describe a continuación. Una parte fundamental de la metodología es la elección de condiciones de contorno apropiadas, que pueden ser obtenidas de los registros de datos sinópticos convencionales de cualquier servicio meteorológico o banco mundial de datos.

2.1. Descripción del modelo numérico.

El modelo numérico escogido es, con pocas variantes, el que en la categoría establecida por Mellor y Yamada (1974) para clausuras turbulentas de segundo orden basadas en las hipótesis de Rotta y

Kolmogorov, se designa como Modelo Nivel-2. Esta elección se basa en la notable exactitud con que dicho modelo ha simulado las observaciones del Experimento Wangara (Labraga y Helfand, 1983), comparado con modelos de mayor complejidad, y en el relativamente bajo consumo de tiempo de máquina (12 minutos de CPU por día de simulación, en una VAX-11/780).

Las ecuaciones de conservación de momento y energía termodinámica se expresan:

$$\frac{\partial}{\partial t}(U, V) = f(V - V_g, U - U_g) - \frac{\partial}{\partial z}(\langle uw \rangle, \langle vw \rangle) \quad (1)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \theta_v = - \frac{\partial}{\partial z} \langle \theta_v w \rangle \quad (2)$$

En donde U y V son las componentes horizontales de la velocidad media del viento en las direcciones x e y ; U_g y V_g son las correspondientes componentes del viento geostrofico; θ_v la temperatura potencial virtual media; u , v y w las fluctuaciones turbulentas de la velocidad según los ejes x , y , z ; θ_v la fluctuación turbulenta de la temperatura potencial; t el tiempo.

Las ecuaciones de diagnóstico para los flujos verticales turbulentos de momento $\langle uw \rangle$ y $\langle vw \rangle$, y de calor $\langle \theta_v w \rangle$ pueden reducirse a las siguientes expresiones:

$$(\langle uw \rangle, \langle vw \rangle) = - \epsilon q S_m \frac{\partial}{\partial z}(U, V) \quad (3)$$

$$\langle \theta_v w \rangle = - \epsilon q S_h \frac{\partial}{\partial z} \theta_v \quad (4)$$

En donde $q = (u^2 + v^2 + w^2)^{1/2}$ es la energía cinética turbulenta; ϵ una escala de longitud para procesos turbulentos, función de la altura y de la distribución vertical de q ; S_m y S_h son funciones de la estabilidad dependientes del número de Richardson de flujo R_f , y que se derivan de las ecuaciones para los flujos turbulentos de momento y de calor. En el caso del modelo Nivel-2, estas funciones se expresan como (Mellor y Yamada, 1974):

$$S_m = \{\gamma - D - (6A + 3B)\Gamma C 3A(\gamma - \delta\Gamma)\} / (\gamma - \delta\Gamma + 3AC\Gamma) \quad (5)$$

$$S_h = 3B(\gamma - \delta\Gamma) \quad (6)$$

Donde A , B , C , D , γ y δ son constantes empíricas y Γ se expresa en función del número de Richardson de flujo R_f como:

$$\Gamma = R_f / (1 - R_f) \quad (7)$$

$$R_f = - \beta g \langle w\theta \rangle / \{-\langle wu \rangle \frac{\partial}{\partial z} U - \langle wv \rangle \frac{\partial}{\partial z} V\} \quad (8)$$

Siendo β el coeficiente de expansión térmica. Completando el sistema de ecuaciones del modelo, la ecuación de diagnóstico para q se expresa como:

$$\Lambda^{-1} q^3 = - \langle uw \rangle \frac{\partial}{\partial z} U - \langle vw \rangle \frac{\partial}{\partial z} V + \beta \langle \theta_v w \rangle \quad (9)$$

Donde Λ es una escala de longitud para procesos disipativos, proporcional a z .

2.2. Condiciones iniciales y de contorno.

Como esta metodología se orienta hacia la obtención de series de velocidades de viento en lugares que no cuentan con datos observacionales, se plantea la dificultad de establecer condiciones iniciales apropiadas para el modelo. Esta dificultad es salvada, un tanto arbitrariamente, eligiendo un perfil inicial de viento geostrófico e iniciando la integración en horas de la madrugada (04:00 hs), en momentos en que esta aproximación pueda ser presumiblemente más aceptable.

La condición inicial para la distribución vertical de la temperatura se obtiene a partir de valores observados en los niveles de 700 mb, 850 mb y en el nivel próximo a superficie del radiosondeo de las 09:00 hs más próximo al lugar escogido. Se utiliza además la temperatura de las 04:00 hs al nivel del abrigo meteorológico en la estación más próxima al lugar, y se interpola linealmente entre estos cuatro valores de temperatura para obtener el perfil inicial.

Una verificación experimental de la metodología, descrita en la sección siguiente, se efectuó con datos de viento obtenidos en la localidad de Pampa del Castillo, al sudeste de la provincia del Chubut. Los datos aerológicos para las condiciones iniciales fueron obtenidos de radiosondeos en la localidad de Comodoro Rivadavia, distante 45 km aproximadamente. Los datos de temperatura de abrigo proceden de la estancia Los Molinos, distante 100 km aproximadamente.

En la experiencia numérica efectuada se observa que los datos de viento computados se aproximan rápidamente a los observados dentro de las primeras 24 horas, por lo que el primer día de la serie generada es descartado de todos modos.

La condición de contorno para la temperatura en el borde inferior del modelo está dada por la temperatura horaria al nivel del abrigo meteorológico en la estación más próxima, en tanto que en el nivel superior del modelo (3000 metros aproximadamente) se supone

un gradiente constante de temperatura potencial, igual a $1,3 \text{ }^{\circ}\text{K/km}$.

La condición de contorno para la velocidad del viento en el borde inferior del modelo está dada implícitamente por la suposición de un perfil logarítmico entre el segundo punto de reticulado del modelo (12,5 m) y superficie, obteniéndose la velocidad del viento en el primer punto del retículo (1,5 m) por extrapolación. De este modo se introduce además el efecto de la rugosidad del suelo mediante el parámetro de rugosidad que incluye la conocida ley logarítmica del viento cerca de superficie. En el borde superior del modelo se supone que el viento es constante con la altura.

El modelo incluye además como forzante el viento geostrófico. Este se obtiene por interpolación lineal en el tiempo entre los datos obtenidos de las cartas sinópticas de superficie y de los niveles de 850 mb y 700 mb correspondientes a las 09:00 hs, que se analizan diariamente en el Servicio Meteorológico Nacional. Verticalmente, se recurre a una interpolación parabólica del viento geostrófico entre los niveles mencionados.

3. VERIFICACION DE LA METODOLOGIA.

La disponibilidad de series prolongadas de observaciones de viento en varios niveles sobre superficie no es frecuente en la Argentina. Una excepción es la serie obtenida, por el Centro Nacional Patagónico con instrumental desarrollado por la Comisión Nacional de Energía Atómica, en una torre ubicada en la localidad de Pampa del Castillo (Chubut). Se trata de velocidades y direcciones medias registradas digitalmente cada 10 minutos, en los niveles de 15, 60 y 90 metros, durante algo más de un año. De esta serie se escogieron los meses de abril, agosto y octubre de 1980 y el mes de enero de 1981, por encontrarse más completa en todos los niveles y con el objeto de representar a cada una de las estaciones del año en la experiencia.

De los dos forzantes fundamentales del modelo: temperatura en superficie y viento geostrófico, este último solo se incluye efectivamente una vez al día (09:00 hs), interpolándose linealmente entre datos consecutivos. Por lo tanto, si bien el modelo genera datos con muy alta frecuencia, como es de esperar, los valores computados se van apartando de los observados a medida que se consideran promedios sobre lapsos inferiores a 24 hs.

Como ejemplo, en las Fig. 1, 2, 3 y 4 se presenta la evolución

de la velocidad media diaria computada y observada a 60 m sobre el nivel de superficie, correspondiente a los meses de abril, agosto y octubre de 1980 y enero de 1981.

Se observa en general un buen ajuste entre ambos valores. Las desviaciones más notables corresponden en muchos casos a pasajes de frentes, que el modelo no puede simular adecuadamente con un solo dato de viento geostrófico por día.

Para establecer el grado de validez del método se ha calculado el error cuadrático medio relativo a la varianza:

$$\xi^{\sigma} = \frac{\sum_{i=1}^N (V_i^O - V_i^C)^2}{\sum_{i=1}^N (V_i^O - \bar{V})^2} \quad (10)$$

Donde V_i^O es la velocidad observada i-esima; V_i^C la velocidad computada i-esima; \bar{V} el valor medio observado de la serie.

También se ha calculado la raíz cuadrada del error cuadrático medio relativo al valor medio:

$$\xi^{\bar{v}} = \left(\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (V_i^O - V_i^C)^2 \right)^{1/2} / \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N V_i^O \quad (11)$$

Para una mejor comprensión de los distintos valores obtenidos para ξ^{σ} y $\xi^{\bar{v}}$, se ha calculado la variabilidad del viento $v = \sigma/\bar{v}$, cociente entre el desvío standard y el valor medio de los datos observados.

Por otra parte, si bien la autocorrelación en la velocidad del viento es importante aún para períodos de un día, se ha calculado el coeficiente de correlación ρ entre valores observados y computados. El significado de los valores obtenidos para este coeficiente es pues relativo, ya que los datos consecutivos no son completamente independientes.

En las Tablas 1 y 2 se presentan los valores obtenidos para los errores relativos ξ^{σ} y $\xi^{\bar{v}}$, y para los coeficientes v y ρ antes definidos, correspondientes a los niveles de 15, 60 y 90 metros sobre superficie.

Estos coeficientes fueron calculados tanto para las velocidades medias diarias (Tabla 1) como para las velocidades medias semanales (Tabla 2). En ambos casos se observan correlaciones superiores a 0,9 y errores cuadráticos relativos en las velocidades medias diarias y semanales del orden del 20 y del 10 por ciento respectivamente.

El error relativo de la velocidad media computada en cada uno de los cuatro meses es aproximadamente del orden de 0,05 en cualquier

ra de los tres niveles (ver Fig. 1 a 4)..

4. CONCLUSIONES.

La metodología desarrollada para estimar la velocidad del viento cerca de superficie, en ausencia de datos observacionales, se muestra especialmente apta para la obtención de series cortas de vientos medios diarios y semanales, teniendo las estimaciones un error relativo del orden del 20 y del 10 por ciento respectivamente. Se trabaja actualmente en la verificación del método con otros conjuntos de datos provenientes de regiones con características físicas diferentes.

Por ser el modelo unidimensional, el método se aplica fundamentalmente a regiones homogéneas. No obstante, se estudia la posibilidad de definir un parámetro de rugosidad variable según la dirección del viento para el tratamiento de superficie no homogéneas y correcciones empíricas en el perfil de velocidades que contemplen las características topográficas del terreno.

Se estima que la obtención de datos bidiurnos de viento geostrófico, a partir de análisis objetivos, mejoraría substancialmente las condiciones de contorno y permitiría una mejor simulación de procesos de escala inferior a las 24 horas. Esto posibilitaría un conocimiento mucho más aproximado de la marcha diurna del viento, ampliando significativamente las posibilidades de aplicación del método.

Agradecimiento: Se agradece al Dr. Vicente Ricardo Barros las valiosas críticas y sugerencias aportadas durante la ejecución del trabajo, y a Beatriz M. Rivero el cuidadoso dactilografiado del mismo.

REFERENCIAS.

- Barchet, W.R., 1982: A Weather Pattern Climatology of the Great Plains Wind Resource. PNL-4430, Pacific Northwest Laboratory, Richland, Washington.
- Barros, V.R. y E.A. Estevan, 1983: On the Evaluation of Wind Power from Short Wind Records. J. Clim. Appl. Meteor., 2, 1116-1123.
- Corotis, R.B., 1980: Application of Statistical Techniques to Wind

- Characteristics at Potential Wind Energy Conversion Sites. DOE/ET/20283-3, Northwestern University, Evanston, Illinois.
- Diab, R.D. y M. Garstang, 1984: Assessment of Wind Power for Two Contrasting Coastlines of South Africa Using a Numerical Model. *J. Clim. Appl. Meteor.*, 23, 1645-1659.
- Justus, C.G., W.R. Hargraves, A.S. Mikhail y D. Graber, 1977: Methods for Estimating the Wind Speed Frequency Distributions. *J. Appl. Meteor.* 17, 350-353.
- Labraga, J.C. y H.M. Helfand, 1983: Selection of a Best Candidate Higher-Order Closure Scheme for Turbulence in the GLAS Fourth Order GCM. NASA Tech. Mem. 84983, 89-93.
- Mellor, G.L. y T. Yamada, 1974: A Hierarchy of Turbulence Closure Models for Planetary Boundary Layers. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1971-1806.
- Wade, J. y E.W. Hewson, 1979: Trees as a Local Climatic Wind Indicator. *J. Appl. Meteor.*, 18, 1182-1187.

| Mes | Nivel (m) | ξ_d^σ | ξ_d^ν | ρ_d | v_d |
|----------|-----------|----------------|-------------|----------|-------|
| Enero | 15 | 0,33 | 0,33 | 0,86 | 0,57 |
| | 60 | 0,20 | 0,24 | 0,90 | 0,53 |
| | 90 | 0,23 | 0,25 | 0,89 | 0,52 |
| Abril | 15 | 0,18 | 0,18 | 0,92 | 0,42 |
| | 60 | 0,20 | 0,17 | 0,91 | 0,38 |
| | 90 | 0,45 | 0,24 | 0,88 | 0,35 |
| Agosto | 15 | 0,15 | 0,12 | 0,92 | 0,32 |
| | 60 | 0,19 | 0,13 | 0,89 | 0,30 |
| | 90 | 0,43 | 0,16 | 0,82 | 0,25 |
| Octubre | 15 | 0,23 | 0,19 | 0,95 | 0,38 |
| | 60 | 0,11 | 0,12 | 0,95 | 0,36 |
| | 90 | 0,15 | 0,14 | 0,95 | 0,36 |
| Promedio | | 0,24 | 0,19 | 0,90 | 0,40 |

Tabla 1: Errores cuadráticos relativos a la varianza ξ_d^σ y al promedio ξ_d^ν , coeficiente de correlación ρ_d y variabilidad v_d de las series de velocidades medias diarias.

| Nivel (m) | ξ_s^σ | ξ_s^ν | ρ_s | v_s |
|-----------|----------------|-------------|----------|-------|
| 15 | 0,18 | 0,12 | 0,95 | 0,28 |
| 60 | 0,07 | 0,07 | 0,97 | 0,25 |
| 90 | 0,17 | 0,11 | 0,98 | 0,27 |

Tabla 2: Errores cuadráticos relativos a la varianza ξ_s^σ y al promedio ξ_s^ν , coeficiente de correlación ρ_s y variabilidad v_s de las series de velocidades medias semanales.

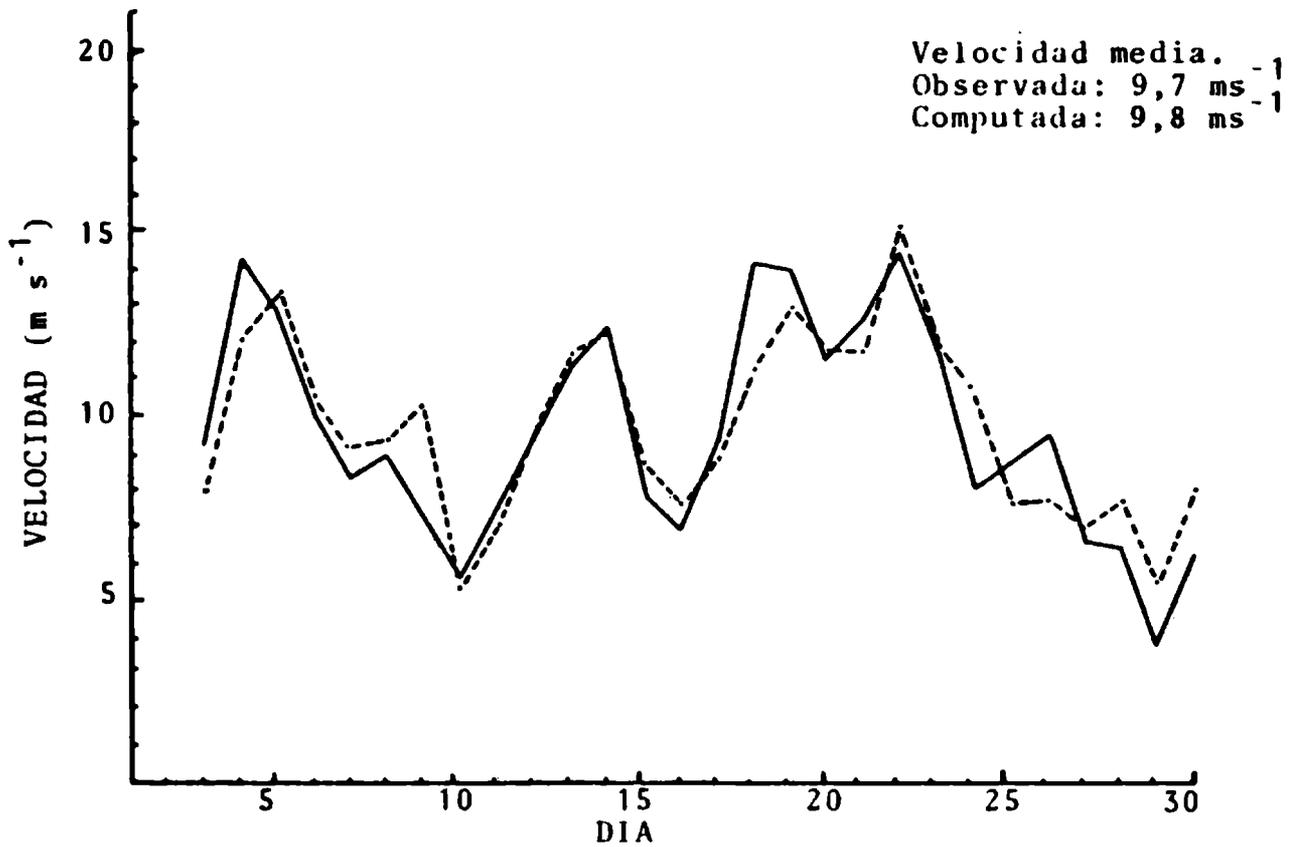


Fig. 1: Velocidad media diaria del viento a 60 m sobre el nivel de superficie. La línea llena representa valores observados, la línea de trazos, valores computados. Mes: Enero de 1981.

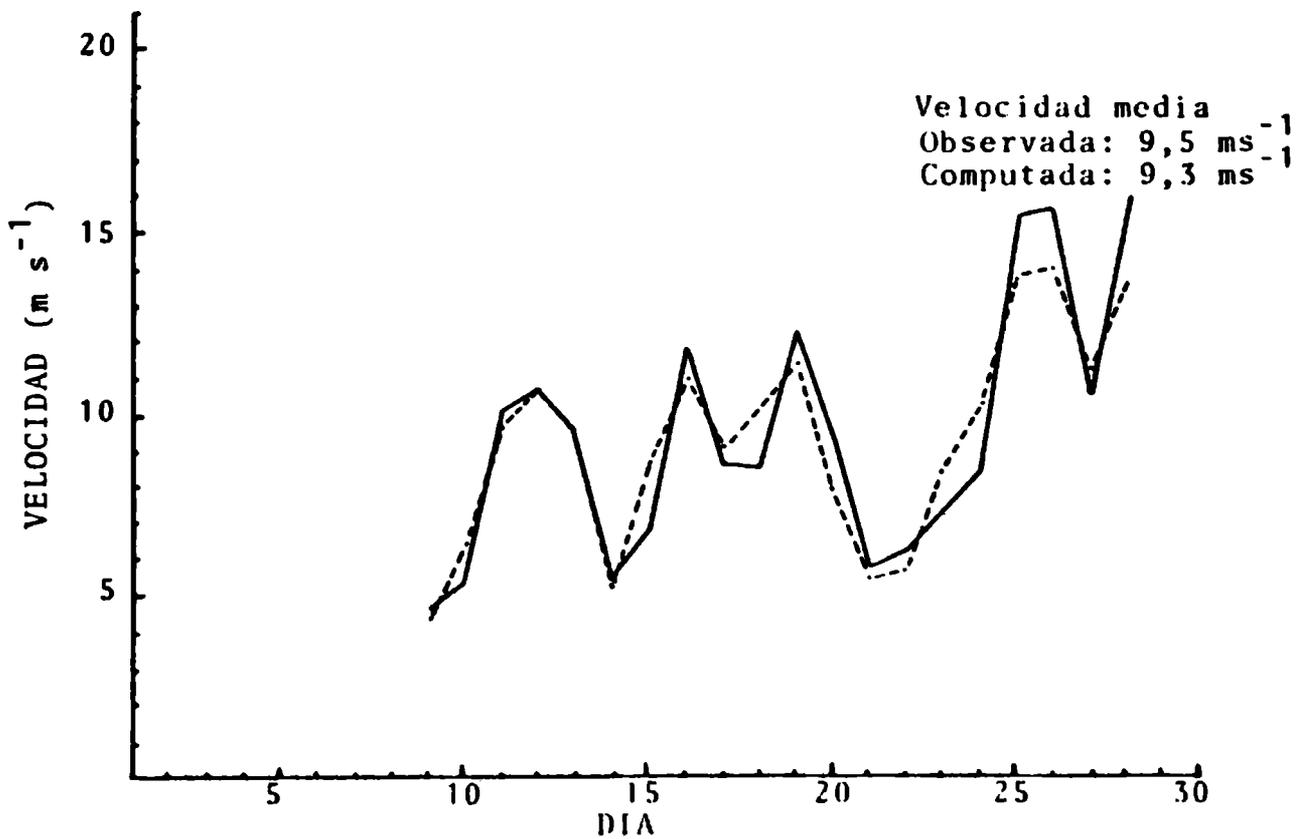


Fig. 2: Velocidad media diaria del viento a 60 m sobre el nivel de superficie. La línea llena representa valores observados, la línea de trazos, valores computados. Mes: Abril de 1980.

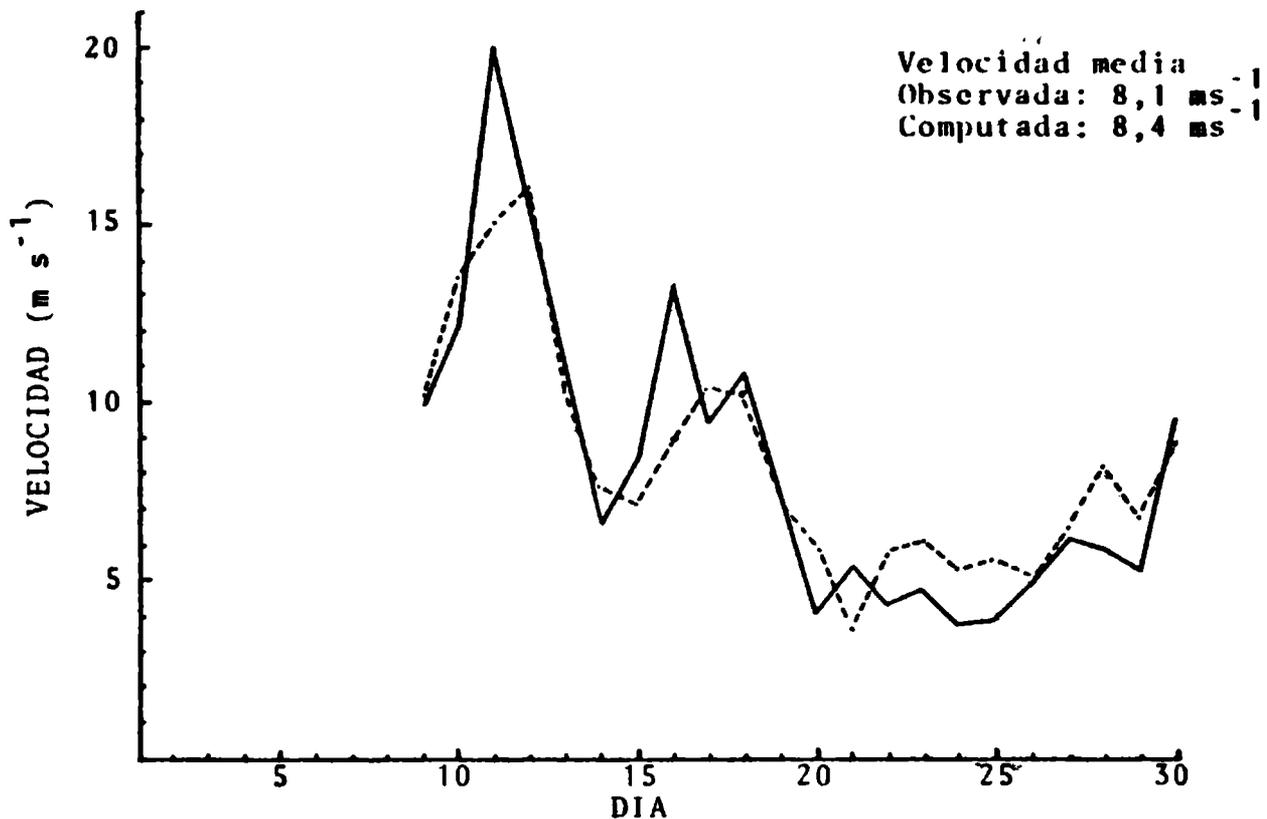


Fig. 3: Velocidad media diaria del viento a 60 m sobre el nivel de superficie. La línea llena representa valores observados, la línea de trazos, valores computados. Mes: Agosto de 1980.

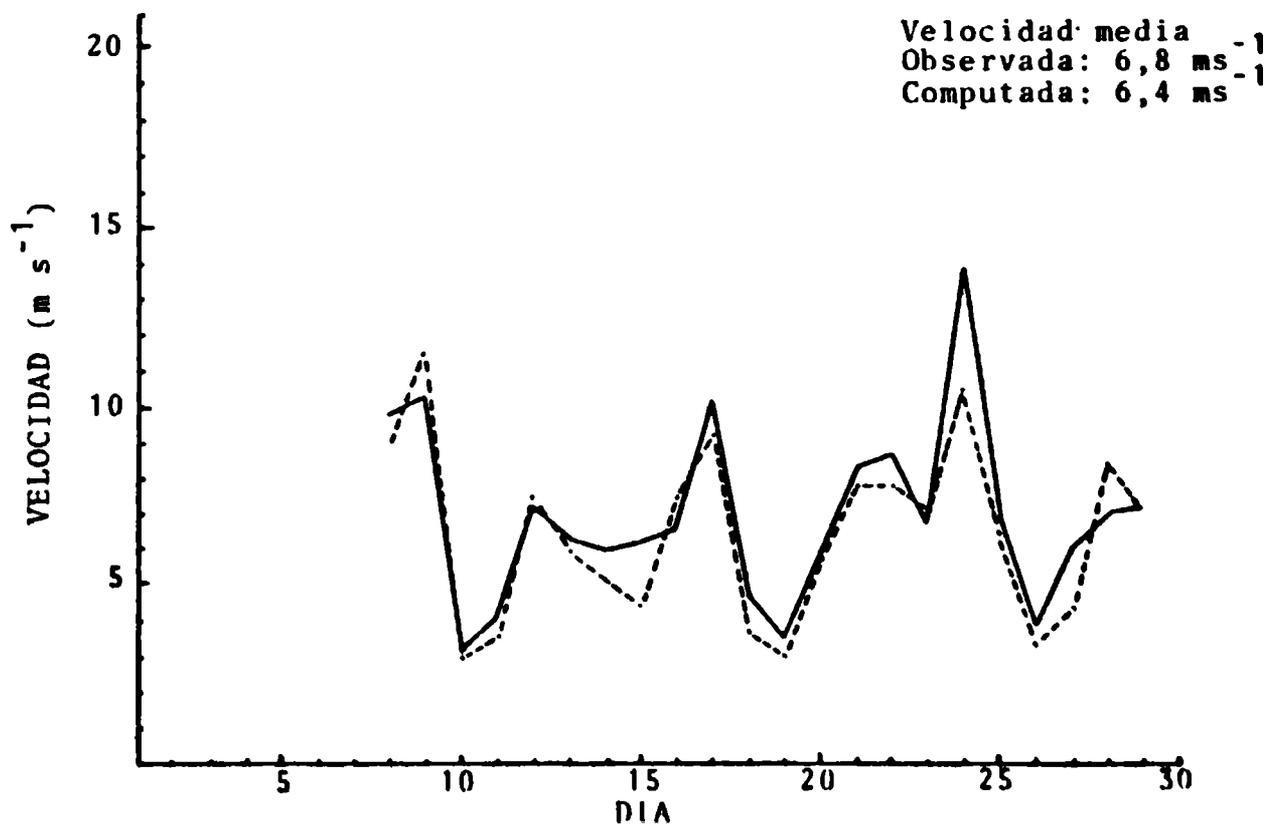


Fig. 4: Velocidad media diaria del viento a 60 m sobre el nivel de superficie. La línea llena representa valores observados, la línea de trazos, valores computados. Mes: Octubre de 1980.