

ACTUALIZACION DE LOS MODELOS FISICOS Y ESTADISTICOS DEL ATLAS EOLICO DE CUBA

Autores: ROLANDO SOLTURA, SARA MON, GLORIA RODRIGUEZ, LILIAN AYALA Y REYNALDO BÁEZ

Centro de Física de la Atmósfera, Instituto de Meteorología.

RESUMEN:

Para actualizar los métodos físicos y estadísticos del Atlas Eólico de Cuba, así como las estadísticas del atlas, se diseñó un sistema de base de datos de viento con registros a largo plazo, medidos a 10 m, provenientes de 62 estaciones meteorológicas insertadas en la Red Nacional. A partir del manejo de los datos, se verificaron algunos métodos estadísticos usualmente empleados para calcular los parámetros de la distribución de Weibull obteniéndose nuevos juegos de parámetros por estaciones. Al mismo tiempo, se verificaron varios modelos físicos con el propósito de obtener las correcciones derivadas de los efectos de la topografía sobre el flujo, es decir, las perturbaciones provocadas por cambios simples de rugosidad, los efectos de abrigo debido a los obstáculos cercanos y las variaciones en altura próximas a la estación. Finalmente, se introdujo en el modelo de extrapolación vertical de la velocidad del viento el efecto de la humedad, válido para una atmósfera tropical. Las correcciones obtenidas sirvieron de base para mejorar los mapas del atlas.

Introducción

El consumo de energía cubano se caracteriza por una alta dependencia de los combustibles fósiles tradicionales. Por esta razón, a fines de 1993 la Asamblea Nacional del Poder Popular (Parlamento Cubano) aprobó el Programa para el Desarrollo de las Fuentes Nacionales de Energía (Comisión Nacional de Energía, 1993), cuyo principal objetivo era alcanzar una mayor independencia energética mediante el empleo de las fuentes locales, incluyendo por primera vez las energías renovables, y la progresiva disminución de los combustibles importados. Para lograr esto, la Unión Eléctrica Nacional (UNE) trazó la siguiente estrategia: 1) elevar los niveles de extracción del crudo nacional y el gas natural asociado; 2) ampliar y modernizar las actuales plantas generadoras del país; y 3) elaborar un programa nacional para el ahorro de energía. La puesta en práctica de este programa ha contribuido, en los últimos años, al mejoramiento y estabilización de la red eléctrica nacional, seriamente afectada a principios de los 90, y ha posibilitado una mayor independencia energética del país.

En respuesta a los objetivos del Programa Nacional, varios organismos e instituciones nacionales, con el apoyo de organizaciones no-gubernamentales cubanas y extranjeras, trabajaron en el desa-

rollo de numerosas aplicaciones e investigaciones en el campo de las energías renovables. En particular, en el área de las aplicaciones de la energía eólica, se instaló a fines de 1999 en Isla Turiguanó, al norte de la región central de Cuba, un pequeño parque eólico con capacidad de 450 kw, con dos turbinas eólicas medianas de 225 kw conectadas a la red local. En el sector investigativo, a fines de 1995 se concluyó en forma preliminar el Atlas Eólico de Cuba (Soltura et al., 1997), llevado a cabo por el Instituto de Meteorología, en el cual se resumen las estadísticas y climatologías eólicas de más de 50 estaciones meteorológicas, con períodos entre 5 y 10 años de datos. Para la elaboración de este atlas, se aprovechó la experiencia que sobre el tema existía en la arena internacional (Barros, 1983; Petersen y Troen, 1986; Troen y Petersen, 1989), y se procuró que los resultados se ajustaran a las condiciones de clima tropical que imperan en nuestro país.

La revisión y actualización de los modelos físicos y estadísticos del Atlas Eólico de Cuba (Soltura et al., 1997), así como la obtención de nuevos resultados estadísticos y climatológicos por estaciones derivadas de la actualización, son los principales objetivos de este trabajo. Para lograr estos objetivos, se creó, en primer lugar, un sistema de base de datos de viento que contiene los registros trihorarios de velocidad y dirección del viento de 62 estaciones meteo-

rológicas pertenecientes a la red nacional; se compararon varios métodos de cálculo de los parámetros de la estadística de Weibull, y se determinó el margen de error y aplicación de los mismos, proponiéndose nuevos juegos de parámetros por estaciones; se introdujeron mejoras en los modelos físicos de cálculo de las correcciones por resguardo, cambios de rugosidad y variaciones orográficas, y se propuso un nuevo método para el cálculo del perfil vertical del viento bajo condiciones de una atmósfera tropical húmeda. Con el propósito de ilustrar los resultados, se escogieron, 19 de las 62 estaciones con que se cuenta.

Red de estaciones y series de datos

De 65 estaciones meteorológicas que componen la red nacional, 62 de ellas se utilizaron en la creación de un sistema de base de datos elaborado en Microsoft Access para la gestión y el manejo de los datos de viento. El sistema incluye las mediciones trihorarias de velocidad y dirección del viento, tomadas a la altura de 10 m, de cada estación, con períodos de 5 o más años, comprendidos desde 1992 hasta 1996, y en algunos casos, períodos más largos. La Tabla 1 muestra un grupo de 19 estaciones meteorológicas seleccionadas según sus posiciones y características geográficas. Como puede apreciarse, el mayor número de estaciones se hallan ubicadas en zonas llanas costeras, por debajo de los 50 m sobre el nivel del mar (SNM). Las estaciones 342 y 366 son típicamente de montaña, ubicadas en macizos montañosos. Las estaciones situadas tierra adentro, es decir, alejadas de las costas, se indican en la tabla como interiores. Este grupo de estaciones se utilizan en el trabajo para ilustrar los resultados que se obtienen en el mismo.

Modelos físicos y estadísticos del Atlas Eólico

Estimación del parámetro de rugosidad

El parámetro de rugosidad Z_0 (m) describe las principales características superficiales del terreno. Para su estimación pueden emplearse procedimientos teóricos, definidos a partir de la ecuación del perfil vertical del viento, combinada con observaciones en mástiles meteorológicos, o procedimientos empíricos, basados en la observación directa del lugar, la toma de fotografías o la utilización de tablas que relacionan el valor del parámetro Z_0 con las características del terreno (Wieringa, 1992; OMM, 1984). Para el cálculo del parámetro Z_0 en cada estación se utilizaron, en forma conjunta, varias tablas que proponen una relación directa entre los valores de Z_0 y las características del terreno (OMM, 1984; Troen y

Petersen, 1989; Wieringa, 1992). Un resumen de tales tablas es mostrado en la Tabla 2. El área alrededor de la estación se dividió en ocho sectores de dirección, y con ayuda de un mapa topográfico de escala 1:50 000, se determinó para cada sector el valor de Z_0 aplicando un procedimiento de ponderación. El análisis de las condiciones del terreno se extendió hasta el primer kilómetro. Este procedimiento se aplicó a cada estación y con los resultados se confeccionaron las rosas topográficas.

Tabla 1. Estaciones meteorológicas de la red nacional seleccionadas de acuerdo con sus posiciones y características geográficas.

Estación	Código	Altura SNM	Coordenadas geográficas		Período	Geografía
			Latitud N	Longitud W		
Cabo de San Antonio	310	8.0	21°52'	84°57'	1975-96	costera ⁽¹⁾
Bahía Honda	318	3.0	22°51'	81°10'	1975-96	costera Norte
Batabanó	322	14.8	22°43'	82°17'	1983-96	costera Sur
Baimo	340	97.9	23°01'	81°55'	1992-96	interior
Cambaliza	325	50.0	21°08'	82°20'	1987-95	costera Norte
Punta del Este	324	9.7	21°31'	82°32'	1992-96	costera ⁽²⁾
Indio Hatuey	329	18.9	22°49'	81°00'	1992-96	interior
Playa Giron	333	5.0	22°03'	81°01'	1975-96	costera Sur
Cambalongo	344	42.0	22°08'	80°20'	1987-96	costera Sur
Caibarien	348	45.2	22°21'	79°28'	1975-96	costera Norte
Tipos de Collantes	342	762.3	21°59'	80°01'	1992-96	montaña Sur
Florida	330	57.7	21°31'	78°13'	1982-96	interior
Santa Cruz del Sur	351	2.0	20°43'	78°00'	1992-96	costera Sur
Nuevitas	353	19.2	21°13'	77°15'	1992-96	costera Norte
Carnagüey	355	123.9	21°24'	77°51'	1987-95	interior
Puerto Padre	358	13.0	21°12'	76°57'	1992-96	costera Norte
Punta Lucrecia	365	4.0	21°04'	75°37'	1992-96	costera Norte
Cabo Cruz	360	10.0	19°51'	77°44'	1992-96	costera Sur
Gran Piedra	366	1128.3	20°00'	75°38'	1992-96	montaña Sur

⁽¹⁾Extremo occidental de la Isla de Cuba

⁽²⁾Extremo oriental de la Isla de la Juventud, al sur de la Isla de Cuba

Tabla 2. Descripción del terreno de acuerdo al valor del parámetro de rugosidad Z_0 (m).

Clase	Z_0 (m)	Descripción del terreno
0	0.0002	Mar abierto o lago (independiente del tamaño de la ola), poca maleza; superficie plana cubierta de nieve; área despejada en varios kilómetros
1	0.005	Superficie de tierra sin obstáculos notables y con vegetación despreciable; playas, matas, césped; campo abierto en barbecho.
2	0.01	Áreas abiertas con pocos setos. El terreno es muy abierto y llano o suavemente ondulado. Se incluyen los casos de granjas, árboles y arbustos aislados.
3	0.10	Tierra de cultivo con setos, la separación media entre setos sobrepasa los 1000 m, y algunas áreas con edificaciones dispersas. El terreno se caracteriza por grandes zonas despejadas entre setos, dando al paisaje una sensación de apertura. El terreno puede ser llano o ondulado. Hay varios árboles y edificios.
4	0.40	Districtos urbanos, bosques y campos de cultivo con muchos setos. Los campos de cultivo se caracterizan por áreas reducidas separadas por setos, con distancias entre setos de centenas de metros. Los bosques y las áreas urbanas también pertenecen a esta clase.

Modelo de estimación del efecto de los obstáculos cercanos

El flujo medido en las estaciones meteorológicas generalmente es afectado por obstáculos que se encuentran en la vecindad de la estación. Los obstáculos pueden ser de diferentes tipos: arbustos, vallas, árboles, edificaciones, colinas, etc. La imposibilidad, en muchos casos, de evitar estos obstáculos impone

la necesidad de elaborar modelos que permitan eliminar el efecto negativo de los mismos sobre la medición del viento. A la acción de eliminar el efecto negativo de los obstáculos sobre la medición del viento, con el propósito de aumentar espacialmente su representatividad y sus aplicaciones, por ejemplo, en la elaboración de mapas, se le denomina limpieza climática del dato de viento. A partir de mediciones en túneles de viento, se han desarrollado modelos que permiten estimar el efecto de los obstáculos sobre la medición del viento. Perera (1981) elaboró un modelo bidimensional que permite estimar, a partir de la velocidad del viento con corrección U_{cor} , medida en la estación, la velocidad del viento libre de efectos resguardantes U , cuya expresión es la siguiente:

$$U_{cor} = U(1 - R_1 R_2 (1 - P)) \quad (1)$$

donde R_1 y R_2 son magnitudes que relacionan la altura del anemómetro o del aerogenerador, la distancia al obstáculo, la dimensión lateral de éste y su altura; P es la porosidad del obstáculo, y es igual a 0.5 para arbustos y árboles e igual a uno para obstáculos sólidos, por ejemplo: muros, edificaciones, etc. Para un obstáculo cuya altura es la misma que la del anemómetro (10 m), de dimensión lateral igual a 50 m, situado a 50 m de la estación, el valor de R_1 es 0.6 (ó 60 % de perturbación) y el de R_2 es 0.83 (ó 83 % de perturbación); para el mismo obstáculo situado a 150 m de la estación, el valor de R_1 es 0.35 y el de R_2 es 0.6. Estos valores de R_1 y R_2 ilustran, mediante un ejemplo concreto, la perturbación del obstáculo sobre el dato medido en la estación. El objetivo de la Ec. (1) es obtener la velocidad del viento U libre de efectos resguardantes, conocida la velocidad del viento medida en la estación U_{cor} y el valor de la corrección $(1 - R_1 R_2 (1 - P))$ debido a los obstáculos. Como se dijo anteriormente, este procedimiento se denomina limpieza climática del dato de viento, y contribuye al aumento de la representatividad espacial de los datos de la estación.

Modelo de estimación de las perturbaciones por cambios simples de rugosidad

Al pasar el flujo sobre una discontinuidad o interfase entre dos superficies con rugosidades marcadamente diferentes, se ha demostrado (Smedman-Hogstrom y Hogstrom, 1978) que en el interior de la capa superficial atmosférica se desarrolla una capa límite interna (CLI), por encima de la cual el flujo no experimenta cambio alguno. Se asume entonces que el perfil vertical del viento en la capa superficial consta de dos secciones logarítmicas, una que ajusta el perfil del viento en la CLI, por debajo de un tope o altura h que separa ambas secciones,

y depende de las dos rugosidades y la turbulencia característica de ambas regiones, y la otra que ajusta el perfil del viento por encima de la CLI, y depende sólo de la rugosidad y la turbulencia antes del cambio en la discontinuidad. En el Atlas Eólico Europeo (Petersen y Troen, 1986) se propone una expresión para el cálculo de la altura h de la CLI:

$$\left(\frac{h}{Z_0}\right) \left(\ln\left(\frac{h}{Z_0}\right) - 1\right) = 0.9 \left(\frac{x}{Z_0}\right) \quad (2)$$

$$Z_0 = \max(Z_{01}, Z_{02})$$

donde x es la distancia desde la estación hasta la discontinuidad, Z_{01} es la rugosidad de la región 1 antes del cambio y Z_{02} es la rugosidad de la región 2 después del cambio. Esta ecuación se resuelve por un procedimiento iterativo.

Conociendo la altura de la CLI, y para condiciones neutrales de la atmósfera, se propone una corrección final al flujo local:

$$Cor = \frac{\ln\left(\frac{Z}{Z_{02}}\right) \ln\left(\frac{h}{Z_{01}}\right)}{\ln\left(\frac{Z}{Z_{01}}\right) \ln\left(\frac{h}{Z_{02}}\right)} \quad (3)$$

la cual puede ser usada para corregir la velocidad del viento observada cuando ocurre un cambio de rugosidad, esto es:

$$U_{local}(Z_{02}) = U_{corr.arriba}(Z_{01}) Cor \quad (4)$$

donde $U_{corr. arriba}(Z_{01})$ representa la velocidad del viento corriente arriba antes del cambio de rugosidad. Más adelante se discute la utilidad de las Ecs. (2), (3) y (4) en el cálculo del perfil vertical del viento.

Modelo de estimación de las perturbaciones por variaciones orográficas

Las variaciones orográficas o cambios en altura del terreno, definidas como: colinas, valles, mesetas, cañones, etc, influyen significativamente en la velocidad del viento. Es conocido que, en el tope de una colina, el flujo de aire al pasar sobre ella experimenta una aceleración por causa del estrechamiento de las líneas de flujo; sin embargo, al pie de la colina, en la dirección a contracorriente, la velocidad del viento experimenta una desaceleración por causa de la dis-

persión del flujo o turbulencia (giros o cambios bruscos en la dirección del flujo al interactuar con la base de la colina).

Trabajos teóricos (Jackson y Hunt, 1975; Taylor y Gent, 1974) así como experimentos de campo (Peterson et al., 1976) han puesto en evidencia que los cambios en altura del terreno producen perturbaciones relativamente grandes en el flujo. Peterson et al. (1976) demostró que el efecto sobre el flujo de un cambio gradual de elevación de 2 m cada 50 m, en dirección descendente del flujo hasta una línea de costa, es mucho mayor, aproximadamente tres órdenes de magnitud mayor, que el efecto producido por un cambio de rugosidad al pasar el flujo de tierra a mar. Por la complejidad de los modelos y el coste de los experimentos de campo, se han propuesto algunas simplificaciones (Jensen et al., 1984) que ayudan a estimar las variaciones del viento sobre una elevación dada, por ejemplo, una colina alargada:

$$\Delta S \approx c \frac{h}{L} \quad (5)$$

$$l \approx 0.3Z_0 \left(\frac{L}{Z_0} \right)^{0.67} \quad (6)$$

donde c es una constante que toma valores entre 3 y 4.5, en dependencia del valor de L/Z_0 ; L es la distancia horizontal desde la base al tope, h es la altura de la colina, l es la altura donde se produce el máximo incremento del flujo, y $\Delta S = (U - U_0)/U_0$ es la variación de la velocidad del viento U en el tope de la colina relativa a la velocidad U_0 en la parte llana a barlovento. Cuando $L=l/2$, es decir, la mitad del semiancho de la colina, se obtiene $c \approx 2$, lo cual coincide con el experimento. La teoría indica que por debajo de la altura del máximo incremento de la velocidad del viento l el perfil perturbado es logarítmico.

Considerando las dos capas, la perturbación de la velocidad $\Delta U(Z)$ se expresa como:

$$\begin{aligned} \Delta S_H &= \Delta S, & \text{para } H \leq l \\ \Delta S_H &= \Delta S, \frac{\ln\left(\frac{H}{2L}\right)}{\ln\left(\frac{l}{2L}\right)} & \text{para } l < H \leq 2L \\ \Delta S_H &= 0 & \text{para } 2L < H \end{aligned} \quad (7)$$

donde H es la altura del anemómetro o la altura del aerogenerador. De la Ec. (7) se puede obtener una corrección que permite estimar el efecto de la orografía sobre la medición del viento en el tope de la colina, dada por:

$$U_{cor} = U(1 + \Delta S_H) \quad (8)$$

El cálculo de la corrección $(1 + \Delta S_H)$ permite estimar la velocidad del viento U sin efecto orográfico a partir de la velocidad del viento U_{cor} medida en la estación y perturbada por la orografía. La Ec. (8) también se une al procedimiento de limpieza climática del dato de viento de la estación descrito.

Modelo de extrapolación vertical del viento bajo condiciones no-neutrales de la atmósfera

El perfil vertical de la velocidad del viento, bajo condiciones no-neutrales de la atmósfera, es definido por la teoría de la similitud de Monin-Obukhov como sigue:

$$U(Z) = \frac{U_*}{K} \left[\ln\left(\frac{Z}{Z_0}\right) - \Psi\left(\frac{Z}{L}\right) \right] \quad (9)$$

donde $\Psi(Z/L)$ es una función dependiente de la estratificación térmica del aire, L es la longitud de Monin-Obukhov, Z_0 es el parámetro de rugosidad, U_* es la velocidad de fricción, $K=0.4$ es la constante de Van Kármán, y $U(Z)$ es la velocidad media del viento a la altura Z . Para condiciones neutrales de la atmósfera, $\Psi(Z/L)=0$. A partir de observaciones sinópticas estándar, por ejemplo, la insolación y la cantidad de cielo cubierto, Golder (1972) propuso un nomograma que permite determinar, para seis categorías de dispersión (Pasquill, 1961), la longitud L a partir de conocer el valor del parámetro de rugosidad Z_0 .

Como una alternativa a la Ec.(9), se utilizó la ley de potencia del perfil vertical del viento:

$$\bar{U}(Z_2) = \bar{U}(Z_1) \left(\frac{Z_2}{Z_1} \right)^p \quad (10)$$

donde el exponente p se calcula a partir de la relación siguiente propuesta por Sedefian (1980):

$$p = \frac{\Phi_m\left(\frac{Z}{L}\right)}{\ln\left(\frac{Z}{Z_0}\right) - \Psi_m\left(\frac{Z}{L}\right)} \quad (11)$$

$\Phi_m(Z/L)$ es la función universal de Monin-Obukhov. Para condiciones estables e inestables de la atmósfera, Businger et al. (1971) propusieron las siguientes funciones:

Condiciones estables ($L > 0$):

$$\Phi_m = 1 + 4.7 \frac{Z}{L} \quad (12)$$

$$\Psi_m = -4.7 \frac{Z}{L}$$

Condiciones inestables ($L < 0$):

$$\begin{aligned} \Phi_m &= \left(1 - 15 \frac{Z}{L}\right)^{-1/4} \\ \Psi_m &= 2 \ln \left(\frac{1+x}{2}\right) + \ln \left(\frac{1+x^2}{2}\right) - 2 \arctan(x) + \frac{\pi}{2} \\ x &= \left(1 - 15 \frac{Z}{L}\right)^{1/4} \end{aligned} \quad (13)$$

Las Ecs. (10) - (13) fueron utilizadas en este trabajo para determinar el perfil vertical del viento, desde el nivel de 10 m hasta 50 m de altura. Estas ecuaciones, incluyendo el nomograma de Golder, fueron verificadas por Hsu(1982) en la región del Caribe, para una atmósfera tropical.

Con el fin de obtener perfiles del viento más reales que se ajusten mejor a una atmósfera tropical, se elaboró un método que permite calcular el perfil vertical del viento teniendo en cuenta el efecto de la humedad del aire. Este método consiste en determinar para el aire húmedo las funciones $\Phi_m(Z/L)$ y $\Psi_m(Z/L)$, definidas en la Ec. (11). Para hacer esto, el primer paso es calcular la longitud de Monin-Obukhov L introduciendo en su esquema de cálculo variables que caracterizan el aire húmedo, tales como: temperatura virtual, humedad relativa, razón de mezcla, presión de vapor de saturación, etc. El método del perfil (Van Ulden y Holtslag, 1985) es un método que permite calcular L a partir de conocer la velocidad de fricción U_* , que se obtiene de la Ec. (9), y el parámetro de escala Θ_* , que se obtiene de la ecuación del flujo vertical de calor en la capa superficial atmosférica (Businger et. al., 1971), cuya expresión es la siguiente:

$$\Theta(Z_2) - \Theta(Z_1) = \frac{\Theta_*}{k} \left[\ln \left(\frac{Z_2}{Z_1} \right) - \Psi_m \left(\frac{Z_2}{L} \right) + \Psi_m \left(\frac{Z_1}{L} \right) \right] \quad (14)$$

para $L > 0$,

$$\Psi_m = -5 \frac{Z}{L} \quad (15)$$

para $L < 0$,

$$\begin{aligned} \Psi_m &= 2 \ln \left(\frac{1+y}{2} \right) \\ y &= \left(1 - 16 \frac{Z}{L} \right)^{1/4} \end{aligned} \quad (16)$$

donde Θ es la temperatura potencial, Z_1 (≈ 1.5 m) es la altura de la caseta meteorológica y Z_2 (≈ 10 m) es la altura del anemómetro. Las Ecs. (9) y (14) son válidas cuando la altura Z cumple con la relación: $Z_0 \ll Z < L$.

Una componente esencial en la definición de L lo es el flujo vertical de calor sensible. Este flujo, durante el día, es controlado principalmente por tres factores: la insolación, que varía de acuerdo con la latitud, la hora del día, y la cantidad de nubes (o cantidad de cielo cubierto). Si a ello sumamos el viento en superficie, es posible obtener una expresión empírica que permita calcular L a partir de observaciones sinópticas estándar. Un método semejante fue desarrollado por Golder (1971) a partir de la determinación de las categorías de dispersión de Pasquill. El método que a continuación presentamos está basado en el esquema de Golder, el cual establece una relación entre las categorías de dispersión de Pasquill o clases de estabilidad y el gradiente vertical de temperatura en la capa de los primeros 100 m de altura sobre la superficie, y tiene la ventaja de que no se precisan observaciones en torres de gradiente para determinar el perfil vertical del viento, bastan las observaciones de rutina de la estación. El primer paso en la aplicación del método consiste en obtener los gradientes verticales de temperatura por horas de observación, a partir de determinar las categorías de dispersión de Pasquill. Conocido el gradiente vertical de temperatura γ , se calcula la temperatura a 10 m de altura a partir de la temperatura medida a nivel de la caseta (≈ 1.5 m), utilizando la relación:

$$T_2 = T_1 - \gamma(Z_2 - Z_1) \quad (17)$$

donde T_2 es la temperatura en $Z_2 = 10$ m, T_1 es la temperatura en $Z_1 = 1.5$ m, y γ es el gradiente vertical de temperatura según la categoría de dispersión de Pasquill. Para introducir las variables que caracterizan el aire húmedo, se calcula, en primer lugar, la razón de mezcla m , a partir de suponer constante en toda la capa la humedad relativa r , cuya expresión es la siguiente:

$$r = \frac{m}{m_s} = \frac{e}{e_s} \quad (18)$$

donde m_s es la razón de mezcla de saturación, e es la presión de vapor y e_s es la presión de vapor de saturación. Como r es conocida, se calcula e_s a partir de la fórmula de List:

$$e_s = 6.11 \times 10^{7.5 \left\{ \frac{T}{273} \right\} (r-36)} \quad (19)$$

donde T es la temperatura en $Z_1 \approx 1.5$ m. Luego se calcula la razón de mezcla de saturación m_s a partir

de la fórmula:

$$m_s = \frac{0.622 e_s}{p - e_s} \quad (20)$$

donde p es la presión en $Z_1 \approx 1.5$ m. Finalmente, se obtiene m sustituyendo (20) en (18). El paso que sigue consiste en calcular las temperaturas virtuales T_v en $Z_1 \approx 1.5$ m y $Z_2 = 10$ m, a partir de la expresión siguiente:

$$T_v = T(1 + 0.61m) \quad (21)$$

donde m es la razón de mezcla y T es la temperatura seca. Conocida la presión en $Z_1 \approx 1.5$ m, se calcula la presión en $Z_2 = 10$ m utilizando la ecuación hipsométrica:

$$p_2 = \exp \left\{ - \frac{0.034(Z_2 - Z_1)}{\bar{T}_v} + \ln p_1 \right\} \quad (22)$$

donde T_v es la temperatura media virtual de la capa. Por último, se calcula la temperatura potencial virtual Θ_v en los niveles $Z_1 \approx 1.5$ m y $Z_2 = 10$ m, cuya fórmula es la siguiente:

$$\Theta_v = T_v \left(\frac{1000}{p} \right)^{R_d/C_p} \quad (23)$$

donde $R_d/C_p = 0.286$ es la constante de los gases para el aire seco. Con este último paso, ya se está en condiciones de emplear el método del perfil para calcular la longitud de Monin-Obukhov L .

A continuación se describe el procedimiento iterativo que permite calcular L para el aire húmedo: 1) se despejan de las Ecs. (9) y (14) la velocidad de fricción U_* y la temperatura de escala Θ_* ; 2) se sustituyen en las Ecs. (9) y (14), despejadas U_* y Θ_* , los valores obtenidos de la temperatura potencial virtual Θ_v , el valor del parámetro de rugosidad Z_0 , y se introduce, para iniciar el ciclo de iteraciones, un valor de L extraído del nomograma de Golder, que corresponde a la categoría de dispersión en uso y al valor de Z_0 calculado; 3) se calculan U_* y Θ_* utilizando las formulaciones descritas para calcular las funciones Φ_m , Ψ_m y Ψ_H ; 4) se sustituyen U_* y Θ_* en la fórmula de cálculo de L , dada por:

$$L = \frac{U_*^2}{\left(\frac{kg\Theta_*}{\bar{T}_v} \right)} \quad (24)$$

donde k es la constante de Von Karman, g es la aceleración de la gravedad y T_v es la temperatura media virtual de la capa; 5) se vuelve al paso (2) y se introduce el valor de L calculado; 6) se repiten los pasos del (3) al (5) hasta que tenga lugar la convergencia de L , es decir, $L_{n+1} \approx L_n$, con una aproximación hasta las milésimas. Una vez que se obtiene el valor de L para el aire húmedo, se sustituye en la Ec. (11) para obtener el exponente p de la ley de potencia del viento, y así mediante la Ec. (10) se calcula el perfil vertical del viento. En resumen, este es el procedimiento que permite obtener perfiles de viento teniendo en cuenta el efecto de la humedad del aire, no incluido en las ecuaciones originales.

Métodos de cálculo de los parámetros de la estadística de Weibull

Para el ajuste de las frecuencias anuales de velocidades del viento se utilizó la función de distribución de probabilidades de Weibull (Justus, 1978; Mikhail, 1981), cuya expresión, en su forma acumulativa, es la siguiente:

$$F(U) = 1 - \exp \left[- \left(\frac{U}{C} \right)^K \right] \quad (25)$$

$$U > 0, C > 0, K > 0.$$

donde C es el parámetro de escala y K es el parámetro de forma de la distribución. En el trabajo se utilizan, según el tipo de información disponible, varios métodos para el cálculo de los parámetros K y C , y se comparan entre sí para determinar el mejor ajuste. El método de mínimos cuadrados utiliza las frecuencias anuales de velocidades del viento; el método de media y desviación estándar, como su nombre lo indica, parte de conocer los valores medios anuales de la velocidad y la desviación estándar; por último, el método de las varianzas, que clasifica la varianza en tres clases, baja, media y alta, toma como punto de partida el valor medio anual de la velocidad del viento (Justus, 1978; Mikhail, 1981; Brizuela y Aguirre, 1989).

Para calcular los parámetros K y C , a partir del histograma de velocidades, aplicando el método de mínimos cuadrados, se transforma la Ec.(25) en la ecuación de una línea recta:

$$\ln[-\ln(1-F(U_i))] = K \ln(U_i) - K \ln(C) \quad (26)$$

donde K es igual a la pendiente y C se obtiene del intercepto $-K \ln(C)$.

Aplicando el método de media y desviación estándar propuesto por Justus (1978), los parámetros

K y C pueden calcularse a partir de las relaciones siguientes:

$$K = \left(\frac{\sigma}{\bar{U}} \right)^{-1.086} \quad (27)$$

$$C = \frac{\bar{U}}{\Gamma\left(1 + \frac{1}{K}\right)} \quad (28)$$

donde σ es la desviación estándar, \bar{U} es la velocidad media del viento y $\Gamma(x)$ es la función matemática gamma, cuyo argumento es $x = (1+1/k)$. Para aplicar este método, se requiere de los valores medios anuales de la velocidad del viento \bar{U} y la desviación estándar σ reportados por las estaciones meteorológicas.

Como es conocido, el parámetro K de la distribución de Weibull está asociado con la forma de la distribución, es decir, es un estimador de la dispersión de los datos, y sus valores están ligados al tipo de viento en superficie. Con el propósito de hallar una relación simple que permita calcular el parámetro K a partir del tipo de viento en superficie, conocida la varianza y la velocidad media anual del viento, Justus (1978) propuso, después de clasificar la varianza en tres tipos, las siguientes relaciones:

Varianza baja:	$K_h = 1.05\sqrt{\bar{U}}$	(29)
Varianza media:	$K_m = 0.94\sqrt{\bar{U}}$	
Varianza alta:	$K_a = 0.73\sqrt{\bar{U}}$	

De acuerdo con los vientos en superficie la varianza se clasificó en tres tipos:

- a) Varianza alta: vientos cíclicos de las fajas costeras.
- b) Varianza media: zonas donde existen vientos del tipo valle y montaña.
- c) Varianza baja: altiplanos extensos influenciados por el viento de altura.

Una vez que se obtiene K según la varianza, se sustituye este parámetro en la Ec. (28) para obtener C.

En resumen, las frecuencias teóricas de Weibull se obtienen sustituyendo los parámetros K y C, obtenidos por diferentes métodos, en la Ec.(25), y se comparan con las frecuencias observadas. El mejor ajuste se determina aplicando la prueba de la bondad de ajuste, la cual nos da un índice de la desvia-

ción de las frecuencias teóricas respecto a las frecuencias observadas.

Discusión de los resultados

De acuerdo con el método descrito, se calcula el parámetro de rugosidad efectivo Z_{0ef} , cuyo valor se obtiene para cada estación después de promediar los valores de Z_0 calculados por sectores de dirección. La Tabla 3 muestra para algunas estaciones el valor del parámetro de rugosidad efectivo Z_{0ef} . Del análisis de la tabla se aprecia que el 57.9 % de las estaciones muestran valores de $Z_0=0.1$ m, característico de tierras de cultivo con setos, áreas con edificaciones dispersas, varios árboles y sensación de apertura del paisaje; en cambio, el 21.1 % muestran valores de $Z_0=0.4$ m, típicos de distritos urbanos, bosques y campos de cultivo con muchos setos. En general, considerando la red de estaciones de Cuba, puede decirse que el 86.5 % pertenecen a las clases 3 ($Z_0=0.1$ m) y 4 ($Z_0=0.4$ m) descritas en la Tabla 2.

Para calcular el valor de la corrección por resguardo, con fines de aplicar el procedimiento de limpieza climática del dato de viento, se determinó, de acuerdo con la Ec. (1), el valor de cada una de las magnitudes involucradas en dicha ecuación, es decir, R_1 , R_2 y la porosidad P. Para hacer esto, se calculó, por cada sector de dirección, en los primeros 250 m, la altura y la dimensión lateral de todos los obstáculos, distribuidos en forma individual o por grupos en el sector, así como las distancias a los mismos. Las magnitudes R_1 y R_2 determinan el grado de afectación al flujo por la geometría de los obstáculos, mientras que la porosidad P caracteriza el paso del flujo entre ellos. Para calcular el valor de la corrección por resguardo en el área de la estación, se aplicó el principio de ponderar o asignar pesos a los obstáculos de acuerdo a la cantidad o distribución de éstos en cada sector de dirección, calculándose finalmente, después de promediar todas las correcciones, el valor efectivo de la corrección por resguardo para la estación. La Tabla 3 muestra el valor efectivo de la corrección por resguardo para cada estación. Estos valores pueden ser interpretados del siguiente modo: cuando el valor de la corrección es 0.89, como ocurre en la estación Cabo de San Antonio (310), ello significa que el 89 % del flujo que se mide en la estación está libre de efectos resguardantes, y sólo el 11 % es afectado por los obstáculos. De modo que, para obtener la velocidad del viento U libre de efectos resguardantes, se ha de dividir, de acuerdo con la Ec. (1), la velocidad con corrección U_{cor} medida en la estación entre el valor de la corrección, en este caso igual a 0.89. Esto permite una mayor representatividad espacial de los datos de la estación, y da la posibilidad de extrapo-

lar éstos a otras áreas no muy distantes si se cumple la condición de homogeneidad del terreno. Los nuevos valores efectivos de la corrección por resguardo calculados para cada estación se obtuvieron, a diferencia de los valores reportados en el atlas, aplicando repetidamente el principio de ponderación a todos los obstáculos distribuidos en el área y no exclusivamente a los obstáculos más significativos; por otra parte, se hicieron descripciones más detalladas del entorno de las estaciones, que complementaron la información extraída de los mapas.

Tabla 3. Valores promedios del parámetro de rugosidad efectivo Z_{0ef} por estación. Valores de las correcciones por resguardo y por orografía requeridos para aplicar el procedimiento de limpieza climática al dato medido en la estación. Valores promedios anuales sin corrección, es decir, limpios de efectos resguardantes y orográficos, de la velocidad del viento U_{media} , la desviación estándar σ y la densidad de energía E , calculados a 10 m de altura sobre la estación.

Código Estación	Z_{0ef} m	Corr. Resg.	Corr. Orog.	U_{media} m/s	σ m/s	E W/m ²
310	0.100	0.89	1.00	3.17	2.94	91.0
318	0.100	1.00	1.00	2.56	2.46	50.5
322	0.100	0.97	1.00	1.61	2.04	24.2
324	0.400	0.81	1.00	2.65	2.00	34.7
325	0.100	0.87	1.03	3.99	2.97	114.1
329	0.100	0.97	1.00	1.70	1.94	20.9
333	0.030	0.96	1.00	2.26	1.71	23.1
340	0.100	0.97	1.00	1.44	1.64	14.0
342	0.400	0.98	1.00	2.98	2.53	64.2
344	0.100	0.98	1.00	1.77	1.80	18.8
348	0.100	0.98	1.00	2.39	2.21	33.5
350	0.400	0.87	1.00	2.57	2.00	34.5
351	0.100	0.98	1.00	2.79	2.39	49.3
353	0.100	1.00	1.00	3.18	2.13	46.9
355	0.100	0.98	1.00	3.28	2.31	57.6
358	0.030	1.00	1.00	2.73	2.24	41.2
360	0.005	0.92	1.00	3.79	3.15	119.8
365	0.005	1.00	1.00	4.55	2.89	127.5
366	0.400	0.74	1.00	4.41	3.73	184.2

Las correcciones por orografía, es decir, el efecto o perturbación sobre la medición del viento debido a las variaciones en altura del terreno o cambios en las pendientes alrededor de la estación, se calcularon a partir de las Ecs. (5) - (8), considerando los cambios de pendientes hasta el primer kilómetro. Como muestra la Tabla 3, sólo la estación Casablanca (325) presenta un valor de la corrección por orografía mayor que la unidad, y esto se debe a que la estación se halla sobre una pequeña colina de 50 m de altura, con cambios suaves de pendiente en los sectores del noroeste al noreste, transitando por el

norte, y cambios de pendiente más pronunciados en los sectores del sureste al oeste, transitando por el sur, lo cual explica el valor integral de la corrección por orografía igual a 1.03. El hecho de que las demás estaciones muestren valores de la corrección por orografía iguales a uno, significa que alrededor de las mismas, hasta el primer kilómetro, las pendientes son suaves. Eso explica el valor de la corrección por orografía para la estación Gran Piedra (366), situada en un área de relieve complejo a 1128.9 m sobre el nivel del mar. Un ejemplo de las nuevas tablas propuestas para el cálculo de la corrección por orografía, teniendo en cuenta el ángulo de la pendiente y la altura de la elevación donde se halla la estación, se muestra en la Tabla 4. Los valores de corrección de esta tabla, calculados para cuatro clases de rugosidades, se obtienen para un valor de L (mitad del semiancho de la colina) igual a 300 m. La Tabla 4 también muestra, para las cuatro clases de rugosidad, calculado a partir de la Ec.(6), el valor de la altura a la que se produce el máximo incremento del flujo sobre la colina, definida por l. Con fines prácticos, se obtuvieron tablas similares a esta, no mostradas en este trabajo, para distintos valores de L, desde 50 a 500 m.

Los valores medios de la velocidad del viento U_{media} , de la desviación estándar σ y del flujo de energía o densidad de energía E que aparecen en la Tabla 3 corresponden al flujo libre de las perturbaciones producidas por los obstáculos, los cambios de rugosidad y las variaciones en altura, es decir, son magnitudes a las que se les ha aplicado el procedimiento de limpieza climática del dato, con el objetivo de ampliar la representatividad espacial de éstas, con vista a la confección de mapas o el empleo de modelos de extrapolación horizontal de los datos de viento.

Tabla 4. Valores de las correcciones por cambios en la altura o cambios en la pendiente alrededor de la estación obtenidos para distintas clases de rugosidades Z_0 ; l: simboliza altura del máximo incremento del flujo sobre la colina.

Pendiente (grados)	altura m	$Z_0=0.005$ m	$Z_0=0.03$ m	$Z_0=0.1$ m	$Z_0=0.4$ m
		l=2.4 m	l=4.3 m	l=6.4 m	l=10.1 m
1.7	9.0	1.04	1.05	1.05	1.06
3	15.7	1.08	1.09	1.09	1.10
5	26.2	1.13	1.15	1.16	1.17
7	36.8	1.18	1.20	1.22	1.25
9	47.5	1.23	1.26	1.29	1.32
10	52.9	1.26	1.29	1.32	1.35
12	63.8	1.31	1.35	1.38	1.43
14	74.8	1.37	1.41	1.45	1.50
16	86.0	1.42	1.48	1.52	1.57
18	97.5	1.48	1.54	1.59	1.65
20	109.2	1.54	1.60	1.66	1.73

Las correcciones por cambios de rugosidad se obtienen a partir de las Ecs. (3) y (4), y se aplican sólo cuando se calcula el perfil vertical del viento a partir

de las Ecs. (9) y (10). Cuando la altura Z del perfil es mayor que la altura de la capa límite interna h que se desarrolla después de un cambio de rugosidad, la corrección no procede y es igual a la unidad, es decir, la $U_{local}(Z_{02})$ en la Ec. (4), que representa la velocidad media calculada en la estación a partir de las observaciones, es igual a la $U_{corr. arriba}(Z_{01})$, definida como la velocidad media del viento antes del cambio de rugosidad; de manera que, los valores de la velocidad media del viento para $Z > h$ son característicos del flujo antes del cambio. En otras palabras, si instalamos una torre anemométrica de altura Z , que coincida con la altura del buje de un aerogenerador, en un área de costa muy próxima al mar, y la altura de la torre es mayor que la altura de la capa límite interna h , el viento medido en la torre sobre tierra será el mismo que el viento que fluye sobre el mar, cuando el flujo proviene del mar; en cambio, si la altura de la torre es inferior a la altura de la capa límite interna h , el viento medido en la torre estará afectado por las rugosidades antes del cambio (sobre mar) y después del cambio (sobre tierra). Por consiguiente, es recomendable, siempre que sea posible, elevar la torre del aerogenerador por encima de la altura de la capa límite interna, para un mejor aprovechamiento del viento.

La Tabla 5 muestra un resumen de algunos valores de la corrección por cambio de rugosidad calculados a partir de la Ec. (3). Como se ve de la tabla, los valores calculados se obtienen para dos tipos de cambio de rugosidad y varias distancias al último cambio significativo de rugosidad ($x = 100, 500$ y 1000 m). La altura de la capa límite interna h se calculó a partir de la Ec. (2). Como se explicó anteriormente, cuando la altura Z es inferior a la altura de la capa límite interna h , el valor de la corrección es distinto de uno, por ejemplo, cuando el flujo pasa de una superficie con $Z_{01} = 0.03$ m a otra con $Z_{02} = 0.4$ m, y la altura $h = 27.8$ m, el valor de la corrección a 10 m de altura es 0.89, mientras que a 50 m de altura el valor de la corrección es uno, justamente porque $Z > h$. La elaboración de un conjunto de tablas similares a la Tabla 5, que contienen otros cambios de rugosidad, un mayor número de alturas ($Z = 10, 20, 30, 40$ y 50 m) y otras distancias al último cambio significativo de rugosidad (desde 50 m hasta 2000 m), posibilitó la actualización de los perfiles verticales del viento calculados en la versión anterior del Atlas Eólico de Cuba (Soltura et. al., 1997). Con ayuda de estas tablas se definió mejor la altura de la capa límite interna h por sectores de dirección, de modo que, en todos aquellos casos en que se calculó el perfil vertical del viento, cuando la altura Z era mayor o igual que h , el perfil a partir de este punto, matemáticamente definido como un punto de inflexión, exhibe un incremento brusco de la velocidad media del viento, que en su conjunto se aprecia como la superposición de

dos perfiles logarítmicos del viento, el primero, por debajo, es típico de la superficie más rugosa después del cambio de rugosidad y el segundo, por arriba, es típico de la superficie menos rugosa antes del cambio. Esta peculiaridad de los perfiles verticales del viento no fue abordada con profundidad en la versión anterior del atlas, por esta razón, y por el interés práctico que tiene la aplicación de este modelo, en la presente actualización se abordó este problema con un mayor nivel de profundidad y detalle.

Tabla 5. Algunos valores de las correcciones por cambios de rugosidad para tres distancias ($x = 100, 500$ y 1000 m) al último cambio significativo de rugosidad y dos cambios de rugosidad típicos en nuestras estaciones.

h : altura de la capa límite interna.

Z_{01} (corr.arriba)	Z_{02} (local)	x m	h m	Altura, Z	
				10m	50 m
0.03	0.1	100	20.8	0.97	1.00
		500	79.3	0.94	0.99
		1000	143.6	0.92	0.98
0.03	0.4	100	27.8	0.89	1.00
		500	99.6	0.81	0.96
		1000	176.8	0.79	0.93

Como ya se explicó, existen varios métodos para el cálculo de los parámetros K y C de la distribución de Weibull, y el empleo de cada uno de estos métodos depende básicamente de la conjugación de dos factores: 1) tipo de datos de viento disponible, y 2) nivel de aplicación de la energía eólica. Cuando se quiere generar electricidad a partir del viento a una escala competitiva, comparable con los niveles de generación de la red, generalmente se usan los métodos de mínimos cuadrados, momentos o máxima verosimilitud por ser éstos los más eficientes y manejar de un modo práctico toda la gama de frecuencias de velocidades del viento. En cambio, cuando los niveles de generación eléctrica a partir del viento que se demandan no son muy altos, y se pretende dar solución parcial o total a problemas energéticos locales, los métodos de media y desviación estándar y de varianzas pueden resultar muy útiles por ser éstos de gran sencillez y manejar unas pocas variables, tales como, reportes de los valores medios anuales o mensuales de la velocidad del viento emitidos por las estaciones meteorológicas.

La Tabla 6 muestra los valores anuales de los parámetros K y C de la distribución de Weibull estimados a partir de la aplicación de los métodos de mínimos cuadrados, media y desviación estándar y varianzas. Estos valores se calcularon para los períodos indicados en la Tabla 1, con el propósito de verificar la bondad del ajuste de los métodos utiliza-

dos. Para la aplicación del método de los mínimos cuadrados, como se ve en la Tabla 6, la población de datos de viento se dividió en dos muestras, una muestra que incluye todas las velocidades $U_i \geq 1$ m/s, y otra que incluye las $U_i \geq 3$ m/s. El criterio de dividir la población en dos muestras, responde a las siguientes razones: 1) la distribución de probabilidades de Weibull, dada a través de la Ec.(25), no se utiliza para estimar la probabilidad de las calmas ($U_i = 0$ m/s), y en Cuba la ocurrencia de calmas es frecuente en muchas estaciones; 2) se seleccionan las $U_i \geq 3$ m/s con el propósito de obtener mejores ajustes de la Ec.(25), evitando así la distorsión o picos que las $U_i < 3$ m/s, altamente frecuentes en nuestras estaciones, suelen introducir en las distribuciones de frecuencia de la velocidad del viento; y 3) obtener buenos ajustes de la Ec.(25) para las $U_i \geq 3$ m/s con el propósito de cotejar las curvas de probabilidades del viento con las curvas de potencia de los aerogeneradores, cuyas velocidades de inicio y salida comúnmente varían entre 3 y 25 m/s.

Tabla 6. Valores anuales de los parámetros K y C de la distribución de Weibull estimados a partir de los métodos de mínimos cuadrados, media y desviación estándar y varianzas. K: parámetro de forma (adimensional). C: parámetro de escala (m/s).

Índice estación	Mínimos cuadrados				Media y desv. estándar				Varianzas					
	$U_i \geq 1$ m/s		$U_i \geq 3$ m/s		K		C		Baja		Media		Alto	
	K	C	K	C	K	C	K	C	K	C	K	C	K	C
111	0.99	2.53	1.13	3.11	1.08	3.26	1.87	3.37	1.67	3.54	1.30	3.43		
123	0.81	1.19	0.90	1.51	0.77	1.38	1.33	1.75	1.19	1.70	0.92	1.55		
124	1.24	2.29	1.32	2.66	1.36	2.89	1.71	2.97	1.53	2.94	1.19	2.81		
125	1.21	1.88	1.50	4.18	1.38	4.36	2.10	4.50	1.88	4.49	1.46	4.40		
144	0.99	1.41	1.20	1.90	0.98	1.75	1.40	1.94	1.25	1.90	0.97	1.74		
150	1.18	2.18	1.30	2.46	1.31	2.70	1.68	2.88	1.51	2.85	1.17	2.72		
151	1.14	2.48	1.17	2.59	1.18	2.95	1.75	3.13	1.57	3.10	1.22	2.97		
153	1.46	2.88	1.56	3.09	1.54	3.54	1.87	3.58	1.68	3.55	1.30	3.45		
155	1.42	2.99	1.66	3.42	1.67	3.63	1.90	3.70	1.70	3.68	1.30	3.57		
360	1.11	1.07	1.28	1.82	1.22	4.03	2.04	4.28	1.83	4.25	1.42	4.17		
106	1.23	4.03	1.40	4.72	1.20	4.68	2.20	4.98	1.97	4.97	1.53	4.89		

La Tabla 7 muestra las desviaciones ΔU (%) y ΔE (%) que tienen lugar entre los valores anuales de la velocidad media U y de la densidad de energía E estimados a partir de la estadística de Weibull y los valores anuales calculados a partir de las observaciones. Como puede apreciarse, las menores desviaciones de la velocidad ΔU se obtienen, en general, al aplicar el método de los mínimos cuadrados, especialmente cuando las velocidades U_i son mayores o iguales que 1 m/s, observándose que los valores de ΔU , expresados en valores absolutos, muestran desviaciones entre 0.8 y 6.9 %. Cuando las velocidades U_i son mayores o iguales que 3 m/s, los valores de las desviaciones ΔU que se obtienen son comparables a los de la muestra $U_i \geq 1$ m/s, lo cual

permite equiparar ambos procedimientos. Los restantes métodos utilizados muestran, en comparación con el de mínimos cuadrados, valores de las desviaciones ΔU bastante mayores, los cuales oscilan entre 11.2 y 22.2 %; para una misma estación, se aprecia que los valores de las desviaciones ΔU son todos del mismo orden, lo cual hace suponer que estos métodos son equiparables cuando se estima la velocidad media U.

De la Tabla 7 también se aprecia que las menores desviaciones de la densidad de energía ΔE están asociadas al método de los mínimos cuadrados, cuando $U_i \geq 3$ m/s, con valores absolutos que oscilan entre 1.5 y 6.8 %. Los métodos de media y desviación estándar y de varianzas muestran, en general, valores de las desviaciones de la densidad de energía ΔE mucho mayores, si los comparamos con los del método de mínimos cuadrados; sin embargo, analizando estación por estación, es posible definir a partir de este indicador el tipo de varianzas que corresponde a la misma. Estos resultados, unido al hecho de que los errores en el cálculo de la densidad de energía tienden a incrementarse por causa de que la energía E es proporcional al cubo de la velocidad del viento ($E \propto V^3$), permiten establecer la siguiente regla: cuando en una estación, las desviaciones ΔU , calculadas por diferentes métodos, son comparables desde el punto de vista de sus valores, el mejor método será aquel cuya desviación ΔE tenga el menor valor. Con esta regla se puede hacer una mejor selección del método a emplear para calcular la velocidad media del viento y la densidad de energía en una estación.

Una confirmación de los resultados de la Tabla 7, puede verse en la Tabla 8, la cual muestra los valores de la prueba χ^2 para determinar la bondad del ajuste de los datos. Esta prueba se aplicó directamente al modelo de Weibull y a los datos originales, no a los datos linealizados. El método de los mínimos cuadrados, para la muestra $U_i \geq 3$ m/s, presenta los menores valores de χ^2 , que comparados con el valor crítico de $\chi^2=32.7$ (para un nivel de significación de 0.05) son mucho menores, de modo que se verifica la hipótesis de un buen ajuste y se examina además si los valores de χ^2 son menores que el valor crítico $\chi^2_{0.05} = 11.6$, criterio utilizado para verificar la indiscutibilidad del ajuste. En efecto, el buen ajuste de la distribución de Weibull es indiscutible en todos los casos, excepto en las estaciones Casablanca (325) y Cabo Cruz (360). En los demás métodos, como puede apreciarse, la bondad del ajuste no responde al método de cálculo de los parámetros, es decir, estos métodos son empíricos y no se basan en la estadística detallada (histograma de velocidades). Es por eso que la bondad del ajuste es mucho mejor cuando aplicamos el método de mínimos cuadrados, en especial para $U_i \geq 3$ m/s, porque depende de las

frecuencias observadas de las velocidades mayores o iguales que 3 m/s.

Tabla 7. Desviaciones Δ (%) de los valores anuales de la velocidad media U y de la densidad de energía E estimados por la estadística de Weibull respecto a los valores anuales de U y E calculados a partir de las observaciones. El cálculo de la desviación se hace a partir de la expresión siguiente: $\Delta X(\%) = (X_{estadística} / X_{observación}) * 100 - 100$, donde X es la variable.

Código Estación	Mínimos cuadrados		Mínimos cuadrados		Media y des. Estándar		Varianzas					
	$U \geq 1$ m/s	ΔE	$U \geq 3$ m/s	ΔE	ΔU	ΔE	Baja		Media		Alta	
310	-2.4	-14.9	6.5	-3.7	16.7	26.6	17.0	-39.7	16.9	-32.9	16.7	-7.4
322	1.9	-14.7	4.3	-1.6	19.5	58.2	20.3	-46.6	19.9	-37.6	19.5	0.8
324	-0.8	-7.5	-0.8	-6.3	19.7	44.2	20.4	11.1	20.0	24.6	19.5	76.5
325	-5.5	-17.2	5.2	-3.0	13.5	28.1	13.7	-18.9	13.7	-10.9	13.5	18.3
344	1.0	-20.1	10.4	-1.5	21.8	47.1	22.2	-17.5	21.9	-4.2	21.8	50.8
350	-0.8	-11.5	3.6	-3.5	19.9	37.4	20.3	2.2	20.1	15.0	19.9	64.8
351	-2.9	-7.2	-3.7	-5.4	13.3	36.9	15.4	-18.7	14.8	-8.6	13.4	29.9
353	-5.6	-13.3	-4.9	-6.8	13.5	39.6	14.2	14.0	13.8	27.1	12.8	76.3
355	-3.9	-17.1	3.9	-6.3	14.0	12.7	14.6	0.4	14.3	11.6	13.7	33.8
360	-6.9	-21.8	4.1	-3.4	14.5	26.7	14.3	-31.8	14.3	-24.9	14.4	0.6
366	-3.4	-13.8	4.5	-1.9	11.2	35.8	14.1	-32.8	13.7	-26.9	12.5	-5.3

Tabla 8. Valores de la prueba χ^2 para determinar la bondad del ajuste de los datos. Como el número de grados de libertad es 21, para un nivel de significación de 0.05, el valor crítico de $\chi^2 = 32.7$.

Código Estación	Mínimos cuadrados		Media y des. Estándar	Varianzas		
	$U \geq 1$ m/s	$U \geq 3$ m/s		Baja	Media	Alta
310	11.3	5.9	20.5	∞	427.5	41.7
322	10.9	3.0	10.8	301.7	471.3	18.7
324	7.0	3.7	13.6	33.2	20.8	9.7
325	17.4	12.2	25.5	270.4	92.5	32.0
344	12.3	7.5	13.9	47.1	30.6	13.4
350	5.5	4.2	13.7	40.9	24.3	8.9
351	12.0	8.8	11.9	∞	∞	13.2
353	20.2	9.9	21.5	56.0	27.2	17.8
355	12.1	9.6	14.2	43.9	26.5	10.3
360	32.9	18.5	45.5	∞	∞	73.3
366	15.8	9.0	14.8	∞	∞	34.9

∞ : valor muy grande

Se propone un método para calcular el perfil vertical del viento en una atmósfera tropical, a partir de introducir en las ecuaciones de cálculo un grupo de magnitudes que caracterizan la humedad del aire, tales como: la razón de mezcla, la humedad relativa, la temperatura virtual, etc. Un aspecto novedoso de este método es que permite calcular el perfil vertical del viento a partir de las principales variables meteorológicas que se miden en la estación, sin necesidad de recurrir a mediciones en torres de gradiente. Algunos aspectos de esta metodología, relativos al método del perfil, fueron validados por González y Soltura (1997) utilizando datos medidos a diferentes niveles en una torre de 50 m de altura situada en el Centro de Protección e Higiene de las Radiaciones (CPHR), ubicado al sureste de Ciudad de La Habana. La introducción de variables que caracterizan la

humedad del aire en las formulaciones básicas del perfil del viento, especialmente concebidas para el aire seco, permite un mejor acercamiento a la realidad, de modo que, con las nuevas expresiones se obtienen perfiles más reales y de mayor utilidad en áreas de aplicación del viento, tales como el diseño y construcción de estructuras, la construcción de torres para aerogeneradores, etc.

Para calcular el perfil vertical del viento, se determinó a partir de las Ecs. (10) y (11) el exponente p de la ley de potencia del viento, el cual se obtiene después de calcular las funciones $\phi_m(Z/L)$ y $\psi_m(Z/L)$ para el aire húmedo. Para distintas clases de rugosidades, los valores del exponente p que se obtienen son mostrados en la Tabla 9. Con estos valores de p se pueden construir los perfiles verticales del viento en un sitio dado si se conoce la rugosidad superficial efectiva o integral del sitio. Como puede apreciarse, los valores de p aumentan con el aumento de la complejidad de la superficie, es decir, los perfiles serán más cizallados a medida que se incrementa la fricción superficial, lo que trae como consecuencia un aumento de la turbulencia en los niveles bajos de la capa superficial atmosférica.

Tabla 9. Valor anual del exponente p de la ley de potencia del viento para distintas clases de rugosidades Z_0 , en la capa de 10 a 50 m de altura.

Clases	Z_0 (m)	p
0	0.0002	0.162
1	0.005	0.154
2	0.03	0.164
3	0.10	0.180
4	0.40	0.211

Conclusiones

La revisión y actualización de los modelos físicos y estadísticos del Atlas Eólico de Cuba (Soltura et al., 1997), así como la obtención de los resultados mostrados en este trabajo, fue posible gracias al diseño y creación de una nueva base de datos de viento, que contiene los registros históricos trihorarios (series de 5 años o más) de velocidad y dirección del viento de 62 estaciones meteorológicas, las cuales representan el 95 % de la red nacional. Para el manejo de los datos y obtención de los resultados se creó un software que, comparado con el que le precede, amplía las facilidades interactivas y mejora las salidas de los resultados. Este software, además de ofrecer una estadística detallada del viento por esta-

ción, permite el manejo de los datos por dirección, un problema que en la versión anterior del atlas no había sido resuelto, y que limitaba la aplicación de sus resultados.

El empleo reiterado del principio de ponderación en el cálculo del parámetro de rugosidad efectivo Z_{def} por estación, teniendo en cuenta todos los obstáculos distribuidos en el área y no sólo los más significativos, posibilitó una mejor estimación de este parámetro, que como puede verse en el desarrollo del trabajo, tiene una gran utilidad en los modelos de cálculo. Además, del análisis de los valores de este parámetro, se pudo determinar que el 73.1 % de las estaciones de la red nacional muestran valores de Z_{def} iguales a 0.1 m y que el 13.5 % muestran valores iguales a 0.4 m.

Las mejoras introducidas en los modelos de cálculo de las correcciones por resguardo, por cambios de rugosidad y por variaciones orográficas, posibilitaron una aplicación más efectiva del principio de limpieza climática del dato de viento en cada estación, cuyo objetivo esencial es obtener, desde el punto de vista de las condiciones físico-geográficas, una mayor representatividad espacial del dato de viento medido en la estación, facilitando con esto la confección de mapas y el empleo de modelos de extrapolación horizontal del dato de viento. Con fines de aplicación práctica, se proponen juegos de tablas, mostradas parcialmente en el trabajo, que permiten aplicar al dato de viento medido en la estación las correcciones por cambios de rugosidad y por variaciones orográficas. Además, por primera vez se introducen correcciones por cambios de rugosidad que permiten un mejor cálculo del perfil vertical del viento en cada estación.

Se propone un nuevo método para calcular el perfil vertical del viento en una atmósfera tropical, a partir de introducir en las ecuaciones de cálculo, concebidas para el aire seco, ciertas magnitudes que caracterizan la humedad del aire, tales como: la razón de mezcla, la humedad relativa, la temperatura virtual, y otras. Un aspecto novedoso de este método es que permite calcular el perfil vertical del viento a partir de las principales variables meteorológicas que se miden en la estación, sin necesidad de recurrir a mediciones en torres de gradiente, e introduce por primera vez en las ecuaciones de cálculo un procedimiento para calcular la longitud de Monin-Obukhov en función de magnitudes que caracterizan el aire húmedo.

De la discusión de los distintos métodos empleados para calcular los valores anuales de los parámetros K y C de la distribución de Weibull, se pudo demostrar que los mejores ajustes a las series de datos observados, verificados mediante la prueba χ^2 de la bondad del ajuste, así como las menores

desviaciones en los cálculos de la velocidad media del viento y la densidad media de energía, correspondieron al método de mínimos cuadrados, para el caso de la muestra $U_1 \geq 3$ m/s. Con la aplicación de este método, las desviaciones que se obtienen al calcular la velocidad media del viento resultan inferiores al 10 %, y resultan inferiores al 6 % cuando se calcula la densidad de energía. También se pudo demostrar, por primera vez en Cuba, la validez de los métodos de media y desviación estándar y de varianzas desarrollados por Justus (1978), probándose que en Cuba, por el contrario de lo que se había sugerido para nuestro país en el Atlas Eólico Preliminar de América Latina y el Caribe (Aiello et al., 1983), la varianza en nuestras estaciones no siempre es del tipo de varianza alta, aún cuando predominen las condiciones de vientos cíclicos en fajas costeras. Tampoco pudo apreciarse, por el contrario de Justus (1978), una relación directa entre el tipo de varianza y el tipo de viento en superficie. Un resultado similar a este último había sido obtenido por Brizuela y Aguirre (1989) en la provincia de Buenos Aires, Argentina.

Con estos resultados se sientan las bases para la revisión y actualización de la cartografía del Atlas Eólico de Cuba (Soltura et al., 1997), así como la renovación y ampliación de la estadística y climatología del viento por estaciones.

Referencias

- Aiello, J., Valencia, J., Caldera, E. y Gómez, V. (1983): Atlas Eólico Preliminar de América Latina y el Caribe. Volumen II, América Central y el Caribe. Programa Regional de Energía Eólica de OLADE.
- Barros, V. (1983): Atlas del Potencial Eólico del Sur Argentino. Centro Nacional Patagónico.
- Brizuela, A. B. y Aguirre, C. A. (1989): El recurso eólico en la provincia de Buenos Aires. 2da. Parte: Evaluación del recurso. Red Solarimétrica. Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales. República Argentina.
- Businger, J. A., Wyngaard, J. C., Izumi, Y. y Bradley, E. F. (1971): Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, 28, 181-189.
- Comisión Nacional de Energía (1993): Programa de Desarrollo de las Fuentes Nacionales de Energía. Octubre de 1993.
- Golder, D. (1972): Relation among stability parameters in the surface layer. *Boundary Layer Meteor.*, 3, 47-58.
- González, J.L. y Soltura, R. (1997): Surface turbulence over non-homogeneous roughness for

application to atmospheric dispersion: a case study. Proceeding of the 2nd European & African Conference on Wind Engineering. June 22-26, 1997, pp 259-266.

Hsu, S. A. (1982): Determination of the power-law wind profile exponent on a tropical coast. *J. Appl. Meteor.*, 21, No.8, pp.1167-1190.

Jackson, P. S. y Hunt, J. C. R. (1975): Turbulent wind flow over a low hill. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 101, 929-955.

Jensen, N. O., Petersen, E. L. y Troen, I. (1984): Extrapolation of mean wind statistics with special regard to wind energy applications. WCP-86, August, WMO/TD-No.15.

Justus, C. G.(1978): Winds and system performance. The Franklin Institute Press. Philadelphia, Penn. USA, pp. 1-120.

Mikhail, A. (1981): Winds power for developing nations. Solar Reserch Institute. Co., USA, pp.1-111.

OMM, Organización Meteorológica Mundial (1984): Aspectos Meteorológicos de la Utilización del Viento como Fuente de Energía. Nota Técnica No.175, OMM-No.575, Ginebra, Suiza.

Pasquill, F. (1961): The estimation of the dispersion of wind-borne material. *The Meteorol. Mag.*,90, 33-49.

Perera, M. D. (1981): Shelter behind two-dimensional solid and porous fences. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 8, pp. 93-104.

Petersen, E. L y Troen, I. (1986): European Wind Atlas. European Wind Energy Association, Conference and Exhibition, Roma, Italy.

Peterson, E. W., Kristensen, L. y Su, C.C. (1976): Some observations and analysis of wind over nonuniform terrain. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 102, 857-869.

Sedeflan, L. (1980): On the vertical extrapolation of mean wind power density. *J. Appl. Meteor.*, 19, 488-493.

Smedman-Hogstrom, A. S. y Hogstrom, U. (1978): A practical method for determining wind frequency distributions for the lowest 200 m from routine meteorological data. *J. Appl. Meteorol.* 17, 942-954.

Soltura R., Mon S., Rodriguez G., Roque A. y Ayala L.(1997): Atlas Eólico de Cuba. Estadística y climatología." Potenciales de generación eolo - eléctricos y bombeo eólico. *Revista Solar* N° 33.Primavera 1997.Mexico.

Taylor, P. A. y Gent, P. R. (1974): A model of atmospheric boundary layer flow above an isolated two-dimensional "hill"; an example of flow above "gentle topography". *Boundary-Layer Meteor.* 7, 349-362.

Troen, I. y Petersen, E. L. (1989): European Wind Atlas. Riso National Laboratory, Roskilde, Denmark.

Van Ulden, A. P. y Holtslag, A. A. M. (1985): Estimation of atmospheric boundary layer parameters for diffusion applications. *J.Climate and Appl. Meteor.*, 24, No.11, pp. 1196-1207.

Wieringa, J. (1992): Updating the Davenport Roughness Classification. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 41-44, 357-368.

ABSTRACT

To update the physical and statistical methods developed at the Cuban Wind Atlas, as well as the atlas statistics, a wind data base management system with long-term records measured at 10 m provided by 62 meteorological stations belonging to National Network was designed. From data management, some statistical methods usually employed to calculate the parameters of Weibull distribution were verified, obtaining a new set of parameters by stations. At the same time, various physical models were also verified for determining the corrections derived of the effects on wind flow imposed by the surrounding topography, i.e. the perturbations by simple roughness changes, sheltering effects due to nearby obstacles and variations of the height of ground around the meteorological station. Finally, it was introduced the humidity effect into the model for vertical extrapolation of the wind, valid for a tropical atmosphere. From these corrections, it possible to update the wind atlas maps.