Biblioteca Digital
F C E N - U B A

BIBLIOTECA CENTRAL LUIS F LELOIR
BIBLIOTECA CENTRAL LELOIR
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES UBA

Tesis de Posgrado

Estudio del comportamiento del viento en las capas de la atmósfera cercanas al suelo en condiciones de erosión eólica

Goldberg, Angélica Susana

1996

Tesis presentada para obtener el grado de Doctor en Ciencias de la Atmósfera de la Universidad de Buenos Aires

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:
Goldberg, Angélica Susana. (1996). Estudio del comportamiento del viento en las capas de la atmósfera cercanas al suelo en condiciones de erosión eólica. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.
http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_2834_Goldberg.pdf

Cita tipo Chicago:
Goldberg, Angélica Susana. "Estudio del comportamiento del viento en las capas de la atmósfera cercanas al suelo en condiciones de erosión eólica". Tesis de Doctor. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 1996.
http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_2834_Goldberg.pdf

EXACTAS UBA
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

UBA
Universidad de Buenos Aires

Dirección: Biblioteca Central Dr. Luis F. Leloir, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Intendente Güiraldes 2160 - C1428EGA - Tel. (++54 +11) 4789-9293

Contacto: digital@bl.fcen.uba.ar

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Ciencias de la Atmósfera

ESTUDIO DEL COMPORTAMIENTO DEL VIENTO EN LAS CAPAS DE LA ATMOSFERA CERCANAS AL SUELO EN CONDICIONES DE EROSION EOLICA

Trabajo de Tesis elaborado por la Licenciada Angélica Susana Goldberg para acceder al título de Doctor de la Universidad de Buenos Aires

Director de Tesis: Dr. Nicolás A. Mazzeo

1995

a
Natalia y Claudia

Deseo expresar mi agradecimiento

Al Dr. Nicolás Mazzeo, director de la Tesis, por su perseverante dedicación y por haber logrado ser una guía en un marco de respecto hacia mis ideas.

Al Departamento de Ciencias de la Atmósfera de la Universidad de Buenos Aires por el apoyo bibliográfico y computacional brindado

A la Dirección General de Sistemas de la Universidad Nacional de Luján, particularmente a los Licenciados Fernando Bordignon y Jose Luis Marazo.

Al Departamento de Tecnología de la Universidad Nacional de Luján.

Al Dr. Pablo Jacobsky, por su valioso asesoramiento en la resolución numérica del modelo presentado.

A los Ing. Agr. Cristina Costa y Marcelo Masobrio por su asesoramiento acerca de los aspectos edafológicos y agronómicos del proceso de erosión eólica.

Al Dr. Jesús M. Gardiol por su invalorable estímulo y valiosas sugerencias.

A mis compañeros de trabajo y amigos por el apoyo y estímulo que me brindaron.

Y muy especialmente a mi familia por su apoyo y comprension ante tantas postergaciones producto de mi dedicación al trabajo.

NOTA

INDICE

página

RESUMEN i

CAPITULO I: INTRODUCCION 1

CAPITULO II: LA EROSION EOLICA

II.1 Generalidades 5
II.2 Movimiento de partículas del suelo por acción del viento 5
II.3 Fuerzas actuantes sobre los granos en el suelo 7
II.4 Fuerzas actuantes sobre los granos en movimiento 9
II.5 Iniciación del movimiento de las partículas 11

CAPITULO III: LA CAPA DE SUPERFICIE DE LA ATMOSFERA

III.1 Flujo de aire sobre superficies aerodinámicamente lisas 14
III.2 Flujo de aire sobre superficies aerodinámicamente rugosas formadas por una cobertura vegetal 18
III.3 Flujo de aire sobre superficies aerodinámicamente lisas rugosas en condiciones de erosión eólica 26

CAPITULO IV: DESCRIPCION DEL EXPERIMIENTO OBSERVACIONAL

IV.1 Generalidades 31
IV.2 Descripción de la zona 31
IV.3 Descripción de la experiencia 35
IV.4 Condiciones meteorológicas durante los días de la experiencia 41

CAPITULO V : EVALUACION DE LOS DATOS METEOROLOGICOS CORRESPONDIENTES A LA EXPERIENCIA OBSERVACIONAL

V.1 Elaboración de los datos 46
V.2 Evaluación de los datos de temperatura del aire 55
V.3 Evaluación de los datos de velocidad del viento 57
V.3.1. El desplazamiento de plano cero 57
V.3.2. Análisis de los datos 59

CAPITULO VI: APLICACION DE LOS MODELOS PARA LA CAPA DE SUPERFICIE DE LA ATMOSFERA BASADOS EN LA HIPOTESIS DE LA SEMEJANZA EULERIANA A LAS CONDICIONES DE LA EXPERIENCIA OBSERVACIONAL DE PAMPA DEL CASTILLO 63

CAPITULO VII: EL MODELO PROPUESTO

VII.1 Introducción 72
VII.2 Ecuaciones básicas 72
VII.3 Desarrollo del modelo 74
VII.3.1. Formas funcionales de los parámetros incluidos en el modelo 75
VII.3.1.1 Variación vertical del área de arrastre 75
VII.3.1.2 Variación vertical del coeficiente de arrastre 83
VII.3.1.3 Variación vertical del coeficiente de intercambio turbulento de cantidad de movimiento 85
VII.3.2 El modelo 86

CAPITULO VIII: COMPARACION CON DATOS OBSERVACIONALES

VIII.1 Comparación de los resultados del modelo con datos obtenidos en la experiencia de Pampa del Castillo 89
VIII.1.1 Consideraciones para la aplicación del modelo 89
VIII.1.2 Evaluación estadística 91
VIII.2 Comparación de los resultados del modelo con datos obtenidos en experiencias en túnel de viento en condiciones de erosión eólica 93

CAPITULO IX: COMPARACION CON OTROS MODELOS 99

CAPITULO X: SENSIBILIDAD DEL MODELO 111

CAPITULO XI: CONCLUSIONES 123

ANEXO: APLICACION DEL METODO DE RUNGE-KUTTA PARA LA RESOLUCION NUMERICA DE LA ECUACIONE DE CANTIDAD DE MOVIMIENTO 126

BIBLIOGRAFIA 129

RESUMEN

Teniendo en cuenta el marcado impacto que representa la degradación del suelo para las actividades del hombre, es importante comprender los factores que la determinan a fin de que se puedan tomar medidas efectivas para su predicción y control.

Los procesos físicos involucrados en la erosión eólica son consecuencia, además del tipo y del estado del suelo, de las características del flujo de aire en la capa de superficie de la atmósfera.

El análisis de la información obtenida en una experiencia micrometeorológica llevada a cabo en forma conjunta por el Centro Nacional Patagónico (CONICET) y el Departamento de Meteorología (hoy Departamento de Ciencias de la Atmósfera) de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UBA) entre los días 13 y 15 de diciembre de 1982, en Pampa del Castillo (Provincia del Chubut), permitió encontrar que los perfiles verticales de velocidad del viento válidos para la capa de superficie atmosférica en condiciones de homogeneidad y estacionariedad, no son aplicables a la descripción de la variación vertical de la velocidad del viento cuando se presenta el proceso erosivo.

En el presente trabajo se propone un modelo que describe la variación vertical de la velocidad del viento en la capa de superficie atmosférica alterada por la presencia de particulas de suelo transportadas por el viento. El mismo se basa en la hipótesis que postula que, en estas condiciones, se desarrolla sobre la superficie una capa de aire con partículas de suelo en saltación que actúan como sumidero de cantidad de movimiento de la atmosféra. Para ello se establece una analogía entre los efectos sobre el flujo del aire causados por las partículas y el que producen las componentes de una cobertura vegetal con una distribución de área foliar dada. En estas condiciones se considera que las variaciones verticales de la cantidad de movimiento son proporcionales al cuadrado de la velocidad del viento y al arrastre causado por los elementos sólidos.

La ecuación básica resultante se resuelve numéricamente utilizando el método de Runge-Kutta. Para su integración se requiere del conocimiento de las formas de las funciones que describen la variación vertical del área de arrastre, del coeficiente de arrastre y del coeficiente de intercambio turbulento para la cantidad de movimiento. Estas fueron encontradas partir de la información obtenida en experiencias

realizadas en túnel de viento en condiciones de erosión eólica para distintos tipos de suelo y de rugosidad superficial. El modelo utiliza como variables de entrada, la altura de la capa de saltacion, la velocidad del viento y su derivada vertical en el tope de la misma.

Los valores de velocidad del viento obtenidos mediante el modelo propuesto fueron comparados con los datos observados en la experiencia realizada en Pampa del Castillo y en túneles de viento en condiciones de erosión. De la comparación se concluye que el modelo propuesto resulta adecuado para describir satisfactoriamente los perfiles verticales de velocidad del viento en condiciones de erosión, que los errores de estimación aumentan cuando disminuye la altura y cuando aumenta la velocidad de fricción, restringiendo su validez, a alturas mayores que un nivel dado, el que puede llegar a ser del 20% de la altura de la capa en condiciones de muy alta velocidad del viento

El modelo posee baja sensibilidad a los coeficientes involucrados en las funciones que describen la variación vertical del área de arrastre y del coeficiente de arrastre utilizados, que dependen del tipo de suelo y rugosidad superficial. Por otro lado, es considerable el efecto que produce las variaciones en la estimación de la altura de la capa de saltación, y el modelo es muy sensible a la forma del coeficiente de intercambio turbulento de cantidad de movimiento y al valor de la derivada de la velocidad del viento en el tope de la capa.

CAPITULO I

INTRODUCCION

La erosión es un proceso natural e inevitable asociado con la formación del suelo, que se transforma en indeseable cuando es acelerado por las actividades humanas y en particular cuando los daños son prácticamente irreversibles (OMM, 1983).

El proceso de erosión se puede dividir en dos grandes categorías: una que corresponde al desprendimiento y transporte de suelos, como son las erosiones eólica e hídrica y la otra, la degradación, que afecta las propiedades físicas, químicas y biológicas (salinización, alcalinización, lixiviación, toxicidad y efectos de la contaminación, degradación de la vegetación, de la materia orgánica, efectos de la compactación del suelo, problemas de drenaje). Todas, en general, afectan la productividad de las tierras a la vez que la ocurrencia de unas predispone a las otras (Santanatoglia y Chagas,1993).

Los procesos de degradación son característicos del uso indiscriminado de las tierras, hecho que puede alterar el equilibrio en el que se encuentran. Este fenómeno se puede observar por ejemplo, en zonas áridas y semiáridas, ante el manejo inadecuado de los animales durante el pastoreo, o el uso indebido de maquinarias y el monocultivo continuo en suelos más productivos que terminan afectándolos (FAO, 1961; OMM, 1983; Soriano y Movia, 1986; Mendía, 1992; Santanatoglia y Chagas, 1993).

Los procesos de degradación de mayor importancia están centrados en los mecanismos de erosión hídrica y eólica.

En el proceso de erosión hídrica, el impacto de las gotas de lluvia rompe la estructura natural de los suelos, desagregándolos, dando lugar a una distribución de partículas más finas que, además de facilitar su desplazamiento con el agua, generan una capa menos permeable que disminuye la capacidad de infiltración por lo que el agua escurre con mayor energía a través de las pendientes (ver OMM, 1983).

En cuanto a la erosión eólica, los daños se producen por abrasión e impacto directo de las partículas, por acumulación de material sobre la vegetación y desarraigo de las plantas por deflación. A estos hechos cabe agregar el cambio que causa la erosión eólica en la textura del suelo. El viento arrastra y transporta las fracciones más finas del suelo (limo, arcilla y materia orgánica) y deja las fracciones mayores. Este efecto seleccionador no sólo elimina los materiales más importantes desde el punto de vista de la productividad y de la retención del agua,

sino que el suelo que queda es más erosionable que el anterior (FAO, 1961).

Se estima que la cantidad de suelos que se degradan en el mundo, por año, comprende aproximadamente 5 a 7 millones de hectáreas, previéndose para fin de siglo unas 10 millones de hectáreas (Santanatoglia y Chagas, 1993). Se ha estimado que el peligro de desertificación abarca, aproximadamente, 4.600 millones de hectáreas que corresponden al 70% de las tierras más secas del mundo. El 19% de la superficie de América del Sur, 3.278.000 km2 , ya es desierto o está en riesgo de desertificación. Dentro de dicha superficie total, la región árida y semiárida argentina ocupa aproximadamente el 65% (Santanatoglia y Chagas, 1993).

En cuanto a la erosión hídrica, Santanatoglia y Chagas (1993) señalan que la superficie del país afectada por este proceso es el 11% y sus efectos no se circunscriben sólo al sector húmedo y subhúmedo del país sino que abarca también zonas áridas y semiáridas con escasa cobertura vegetal en pendientes de considerable magnitud, donde y cuando se registran precipitaciones de alta intensidad.

La erosión eólica afecta una amplia zona en todo el país (9% del territorio nacional) , particularmente en las zonas áridas y semiáridas. Se presenta en zonas tales como la Patagonia, el sur de las provincias de Córdoba y San Luis, norte y este de la Pampa, centro y este de Mendoza y oeste de Buenos Aires (Santanatoglia y Chagas, 1993).

Particularmente, en la Patagonia existen varios factores que favorecen los procesos de erosión eólica: el déficit de agua que en mayor o menor grado caracteriza la zona, la intensidad y persistencia de los vientos y la existencia de grandes valles y lagos cordilleranos paralelos a la dirección dominante de los mismos. Por otro lado, son factores de mucho peso que acrecientan el riesgo en la zona, la vegetación baja y de escasa cobertura, la presencia de suelos formados por materiales gruesos y de escasa cohesión y el manejo inadecuado del pastoreo (Soriano y Movia, 1986).

En vista del tremendo impacto que tiene la degradación del suelo para las actividades del hombre, es importante que los factores que actúan en la degradación del suelo sean claramente comprendidos para que se puedan tomar medidas efectivas para su predicción y control.

Para lograr una descripción adecuada del proceso de erosión se requiere del conocimiento detallado de la interacción aire (viento) - suelo y del comportamiento de todos los mecanismos

involucrados, que se describen en el Capítulo II. Para ello, se debe encarar el problema con la complejidad que resulta de considerar la rugosidad superficial del suelo y la carga de las partículas arrastradas por el viento procedentes de terrenos adyacentes que modifican tanto las características del viento como los efectos de impacto sobre el terreno analizado.

Para su estudío se han utilizado túneles de viento en laboratorio y túneles portátiles a campo en los que se crea un flujo de aire artificial sobre una superficie donde se reproducen las mismas características que pueden encontrarse en un medio natural. De los mismos se ha podido comprender que, por un lado, la resistencia al transporte está dada por las características del suelo, la topografía, la vegetación presente y el contenido de humedad (que definen la erodabilidad del suelo) y por la erosividad climática que es una medida de la tendencia climática a producir condiciones que favorecen el proceso erosivo. Por otro lado, la iniciación del proceso de erosión ocurre cuando la tensión de cortante atmosférica ejercida por el viento sobre la superficie excede la capacidad de los materiales de la superficie a resistirse al desprendimiento. La estimación de la tensión superficial al igual que el flujo de partículas de suelo transportado depende de una correcta descripción de los perfiles dentro y sobre la capa de aire que contiene las partículas de suelo transportadas por el viento.

De ahí la importancia de la evaluación cuidadosa de la posibilidad de riesgo lo que se ha hecho a través de la obtención empírica de índices de erodabilidad (FAO PNUMA-UNESCO, 1980) e índices climáticos (Chepil y Woodruff, 1963; FAO PNUMA-UNESCO, 1980; Skidmore, 1986) que cuantifican el riesgo de erosión a que está sometido un lugar, y de la aplicación de modelos que describen las características de la turbulencia y el comportamiento de los perfiles verticales de velocidad del viento en la capa de interés.

Es habitual que se considere válido el perfil logarítmico para la descripción del la variación vertical de la velocidad del viento en estas condiciones y las formulaciones empíricas utilizadas para la evaluación de la pérdida de suelo utilizan la información meteorológica estándar que incluye la medición de la velocidad del viento a 10 metros de altura. Utilizar esta aproximación para la estimación del flujo de partículas de suelo puede dar lugar a errores de gran magnitud (Chepil, 1945a; Owen,1964; Mainguet, 1985; Goldberg y Massobrio, 1991; McKenna Neuman y Nickling, 1994).

De las experiencias realizadas en túneles de viento, se ha podido detectar que el perfil logarítmico que describe la variación vertical de la velocidad del viento en la capa de superficie atmosférica neutral, se modifica cuando, una vez iniciado el proceso de erosión, se encuentran presentes en la capa de aire cercana a la superficie, partículas de suelo que son transportadas en distintas formas y que actúan como sumidero de cantidad de movimiento (Chepil, 1945b; Owen, 1964; McKenna Neuman y Nickling, 1994). En este sentido se han desarrollado modelos con distintos grados de complejidad tendientes a la descripción del proceso (Chepil, 1945a y b; Owen, 1964, Anderson y Haff, 1991; Sorensen, 1991 y Mc Ewan y Willetts, 1991) que se describen en el Capítulo III.

El objetivo del presente trabajo es:

-. Desarrollar un modelo que describa la variación vertical de la velocidad del viento en la capa de superficie atmosférica en condiciones de erosión eólica basado en la hipótesis que postula que, en dichas condiciones, se desarrolla sobre la superficie una capa de aire con partículas de suelo en saltación que actúan como sumidero de cantidad de movimiento. Para ello, se plantea una analogía entre los efectos sobre el flujo del aire causado por las partículas y el que producen las componentes de una cobertura vegetal con una distribución de área foliar dada.

-. Evaluar y analizar los resultados de un experimento observacional llevado a cabo en Pampa del Castillo (Provincia del Chubut) en forma conjunta por el Programa de Física Ambiental del Centro Nacional Patagónico del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y el Departamento de Meteorología (actualmente Departamento de Ciencias de la Atmósfera) de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires en condiciones de alta velocidad del viento. La información allí registrada será utilizada para la verificación del modelo propuesto juntamente con los datos obtenidos por otros autores en túneles de viento donde se han simulado condiciones de erosión eólica.

CAPITULO II

LA EROSION EOLICA

II.1. GENERALIDADES

La erosión eólica es el proceso por el cual el viento recoge y transporta material suelto del suelo. Estas partículas transportadas por el viento desgastan a su vez el material superficial.

Entre los factores atmosféricos más importantes que afectan el proceso de erosión se pueden citar la velocidad del viento, la intensidad de la turbulencia, la densidad y la viscosidad del aire (Chepil, 1945b), que de acuerdo con Malina (1941) (ver García Salmeron, 1967) integran los factores inherentes al fluido y al flujo, y pueden ser sintetizados en lo que se denomina "erosividad del aire".

Por otro lado, se encuentran los factores relacionados con el terreno sobre el que actúa el viento, que pueden ser sintetizados en lo que se denomina "erodabilidad del suelo" y que pueden describirse de la siguiente manera:

a. Factores de superficie, tales como la rugosidad, la cobertura vegetal y las obstrucciones.

b. Topografía, que puede ser plana, ondulada o quebrada, entre otras.

c. Suelo, caracterizado por su gravedad específica, textura, estructura, contenido de materia orgánica, temperatura y humedad. Influyen también la longitud de la zona expuesta y el tiempo de exposición (ver Movia, 1980 y Wilson y Cooke, 1980).

Es evidente que la erosión resultante depende de una relación múltiple entre algunos de estos factores, cada uno de los cuales puede aportar efectos de diferentes signos en distintas condiciones.

II.2. MOVIMIENTO DE PARTICULAS DEL SUELO POR ACCION DEL VIENTO

El movimiento de partículas de suelo por acción del viento fue estudiado por diferentes autores, entre ellos Bagnold, (Ver Wilson y Cooke, 1980); Chepil, 1945a y b, Chepil y Woodruff, 1963; Lyles y Krauss, 1971; Gillette, 1977; Gillette, 1981; Greeley y otros, 1981; Gerety y Slingerland, 1982; Greeley y otros, 1982; Iversen, 1982; Socolov (ver Bocharov, 1986); Hagen y otros, 1988 y 1992; Shao y Raupach, 1992; Fryrear y Saleh, 1993. De acuerdo con las observaciones realizadas en túnel de viento, se determinó que el mismo se produce mediante tres modos de

transporte:

-. Saltación: las partículas con diámetros comprendidos entre 100 y 1000 micrones son desalojadas de la superficie del suelo, entran al flujo de aire, ganan cantidad de movimiento, y cuando descienden por acción de la gravedad impactan con la superficie, provocando el movimiento de otras partículas.

-. Suspensión: las partículas livianas (diámetros menores que 100 micrones) son transportadas por este mecanismo. En este caso, luego de ser desalojadas, generalmente por el impacto de partículas en saltación, se desplazan con el flujo de aire en la dirección del viento. Pueden ser transportadas a grandes distancias y durante extensos períodos de tiempo, y sólo caen cuando la velocidad del viento tiende a anularse (ver Chepil, 1945 a y b).

-. Rodadura superficial: los granos más pesados (con diámetros que varían entre 1000 y 2000 micrones), ruedan o se arrastran sobre la superficie por efecto de las fuerzas que el viento ejerce sobre ellos o por el impacto de otras partículas (ver Chepil, 1945b).

Bagnold (ver Chepil, 1945b) encontró que los granos de arena son llevados por el viento principalmente por saltación y rodadura superficial y en menor grado por suspensión. Con velocidades de viento relativamente altas las partículas en suspensión no exceden el 5 % de aquéllas que son transportadas en saltación y rodadura. A igual conclusión llegaron Chepil y Milne (1941) quienes hicieron mediciones de la cantidad relativa de suelo movido por el viento, en las distintas formas, sobre campos cultivados.

De acuerdo con los expuesto por Sorensen (1991), Anderson y Haff (1991), Shao y Raupach (1992), Berkofsky y McEwan (1994), McKenna Neuman y Nickling (1994), la dinámica del proceso de saltación involucra un conjunto de interacciones entre procesos de transferencia de cantidad de movimiento entre el aire, las partículas en saltación y la superficie del suelo. En esta interacción toman parte las fuerzas que provocan la elevación de las partículas, las características aerodinámicas de las partículas, la elevación de las partículas por el impacto de las que caen (saltación) y la modificación de los perfiles verticales de velocidad del viento dentro de la capa de saltación. Aspectos básicos de la dinámica de saltación fueron establecidos por trabajos pioneros de Bagnold en 1941 (ver Chepil, 1945b) y Owen (1964), pero sólo recientemente se ha intentado modelar el conjunto de procesos que gobiernan la saltación (Anderson y Haff, 1991;

McEwan y Witlletts, 1991; Raupach, 1991; Sorensen, 1991; Berkofsky y McEwan, 1994).

.

II.3. FUERZAS ACTUANTES SOBRE LOS GRANOS EN EL SUELO

Las presiones que se ejercen sobre una partícula del suelo cuando está inmersa en un fluido en movimiento como el aire o el agua son las siguientes (Ver Chepil and Woodruff 1963, Daily y Harleman, 1969; Mainguet, 1985):

- Una presión positiva, sobre la superficie del grano que se enfrenta a la dirección del fluido en movimiento y es proporcional al cuadrado de la velocidad del fluido. Es la llamada presión de impacto (Pi), también conocida como arrastre de forma.

- Una presión negativa a sotavento del grano. Su magnitud depende del coeficiente de viscosidad, de la densidad y de la velocidad del fluido. Es la llamada presión viscosa (Pv), también conocida como resistencia superficial o arrastre por fricción.

La suma de las fuerzas, correspondientes a estas dos presiones, da por resultado el arrastre total.

- Una presión negativa (Lc) en el tope, causada por el efecto Bernoulli. Se la conoce como presión estática.

La resultante de estas fuerzas ($\mathbb{F}_r$) es la suma vectorial de las componentes normales y tangenciales integradas sobre toda la superficie, que se expresa como:

$$\mathbb{F}_r = F_x \mathbb{I} + F_y \mathbb{J} \qquad (II.1)$$

donde $\mathbb{I}$ es el versor en la dirección del flujo no perturbado por la presencia de las partículas y $\mathbb{J}$ es el versor en la dirección normal.

También F_y = Lc = Fuerza de sustentación

F_x = Fc = Fuerza de arrastre

Tanto la fuerza de arrastre como la fuerza de sustentación incluyen componentes de fricción y de presión (ver Dayly y Harleman, 1969), aunque generalmente no se descompone la fuerza sustentadora en componentes. En los cuerpos con forma aerodinámica, la fuerza de sustentación se debe principalmente al efecto de la componente de presión.

Las fuerzas de arrastre y sustentación mínimas para mover el grano (empuje y arrastre umbral) del tope del suelo están

influenciadas por el diámetro, la forma y la densidad del grano, por el ángulo de reposo del grano, por la estructura del suelo y la intensidad de turbulencia del flujo (Chepil y Woodruff, 1963; Gillette, 1981; Greeley y otros, 1981 y 1982).

En la Figura II.1 se esquematizan las fuerzas actuantes sobre partículas en reposo apoyadas sobre una superficie de suelo en presencia de viento.

Los cuerpos con forma aerodinámica o hidrodinámica tienen una resistencia superficial muy grande y a veces completamente dominante, mientras que en los cuerpos con formas tales como esferas predomina el arrastre de forma.

Por otro lado, se define el coeficiente de arrastre total (Cd′) (Dayly y Harleman, 1969; Welty y otros, 1984) tal que:

$$Fc = Cd' \rho Uo^2 A / 2 \qquad (II.2)$$

donde $Cd' = Cdf + Cdp$, Cdf es el coeficiente de arrastre debido a la fricción, Cdp es el coeficiente de arrastre debido a la presión, Uo es la velocidad del fluido fuera de la influencia de las partículas y A es el área normal a Uo.

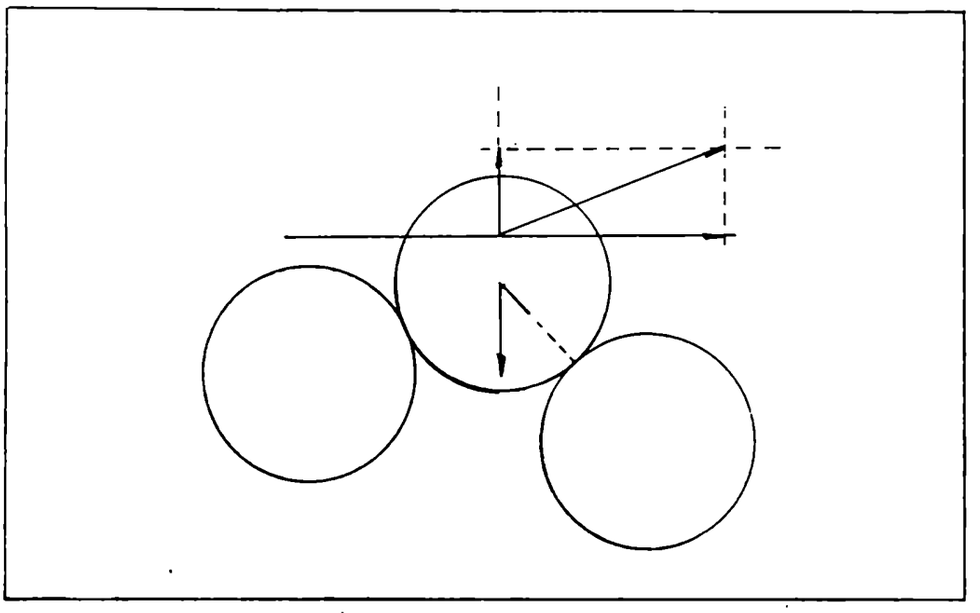

Figura II.1 *Esquema de fuerzas actuantes sobre una partícula en reposo apoyada sobre una superficie de suelo afectada por la velocidad del viento. (P es el peso del grano esférico, Lc es la fuerza de sustentación, Fc es la fuerza de arrastre, Cg es el centro de gravedad, α es el ángulo de reposo).*

Suponiendo que las partículas de suelo son esféricas y están inmersas en un fluido incompresible y homogéneo de gran extensión, como puede ser considerado el aire, Cd′ depende solamente de las fuerzas de inercia y de las fuerzas viscosas. Por lo tanto, se puede considerar que Cd′ es función del número de

Reynolds ($Re=Uod/\nu$), donde d es el diámetro de las partículas y ν es la viscosidad cinemática del aire.

En la Figura II.2 se presenta la variación de Cd' con el número de Reynolds obtenida empíricamente para esferas (Ver Holman, 1979; Welty y y otros 1984).

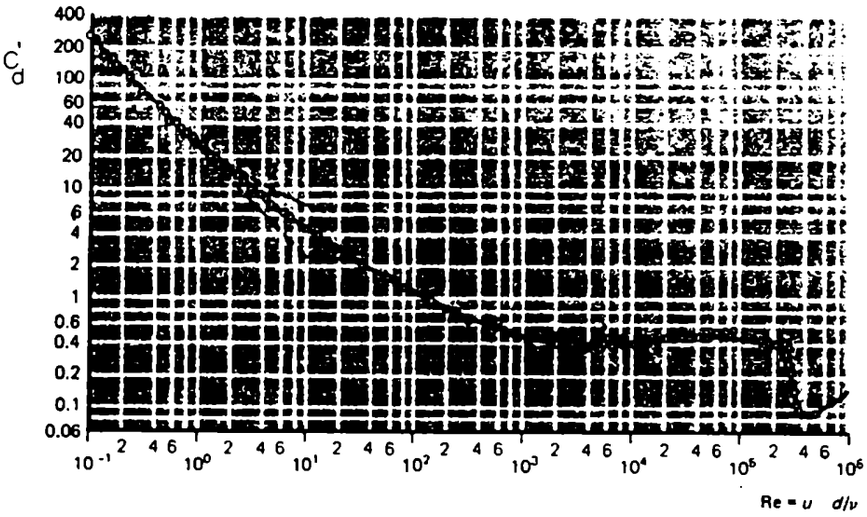

Figura II.2: *Cd' en función de Re (Resultados de experiencias del empuje sobre esferas. (Fuente: Holman, 1979)*

II.4 FUERZAS ACTUANTES SOBRE LOS GRANOS EN MOVIMIENTO

El empuje y el arrastre sobre los granos de suelo cambian rápidamente a medida que las partículas se elevan desde la superficie del suelo. El empuje decrece con la altura, cuando disminuye el gradiente de velocidad, haciéndose despreciable a alturas comparables con el diámetro de los granos y el arrastre aumenta con la altura debido al incremento de la velocidad del viento, lo que determina la magnitud de la presión directa del viento sobre los granos.

Chepil (1961) (ver Chepil y Woodruff 1963) propuso el esquema que se presenta en la Figura II.3 y que permite una representación de la relación entre el empuje y el arrastre con la altura sobre esferas pequeñas como podrían ser considerados los granos de suelo.

En la Figura II.3 se observa que el empuje deja de actuar a 2.5 cm, mientras que el arrastre sigue aumentando con la velocidad del viento para alturas mayores.

Después de ser transferidos al aire, los granos ascienden y caen con movimiento acelerado por efecto de la fuerza de gravedad; a la vez, los granos están afectados por una aceleración horizontal producida por la fuerza de arrastre. Dado que las aceleraciones horizontal y vertical son proporcionales, la trayectoria de caída de los granos es, generalmente, una linea

recta con un ángulo de descenso con la horizontal que oscila entre los 6° y 12°.

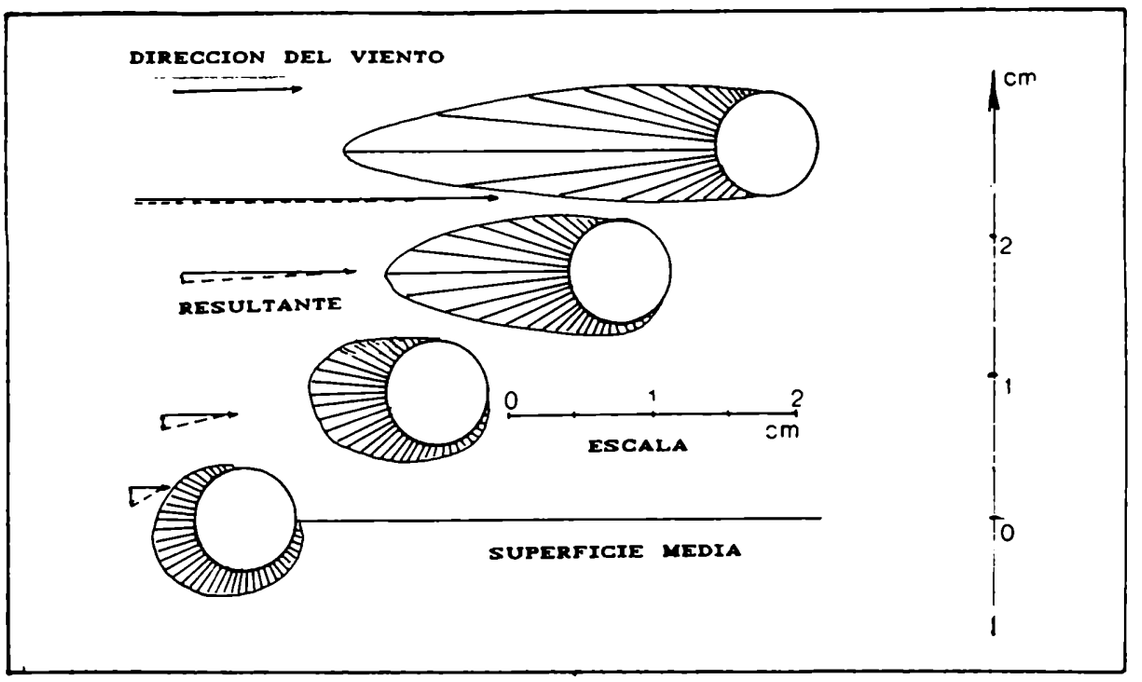

Figura II.3: *Patrones de diferencia de presión entre la posición 1 sobre el tope de la partícula y otras posiciones de la esfera en un flujo de aire. La zona sombreada indica la diferencia relativa en la presión de aire. (Chepil y Woodruff,1963)*

Si la superficie terrestre fuera perfectamente lisa y no hubiera empuje, el ángulo de ascenso debería ser el mismo que el de descenso. Sin embargo, los granos en saltación se elevan casi verticalmente.

A partir de mediciones de la presión sobre partículas esféricas suspendidas, tales como granos de suelo, Chepil (ver Chepil y Woodruff,1963) concluyó que la elevación es producto de la fuerza de empuje, pero que ésta no podía ser el único factor involucrado. Además, es importante el efecto producido por la presencia de obstrucciones superficiales (agregados de suelo con forma aproximadamente esférica que se arrastan o ruedan sobre la superficie), con las cuales rebotan los granos llevando una dirección vertical (Figura II.4). Otro efecto está compuesto por los movimientos de rotación observados en las partículas en movimiento dando lugar a una circulación de aire alrededor del grano de tal forma que, si el viento sopla de izquierda a derecha, el aire se mueve en sentido contrario al mismo en la parte inferior del grano y en el mismo sentido en la parte superior aumentando el gradiente de velocidades ya existente y por lo tanto, el efecto Bernoulli.

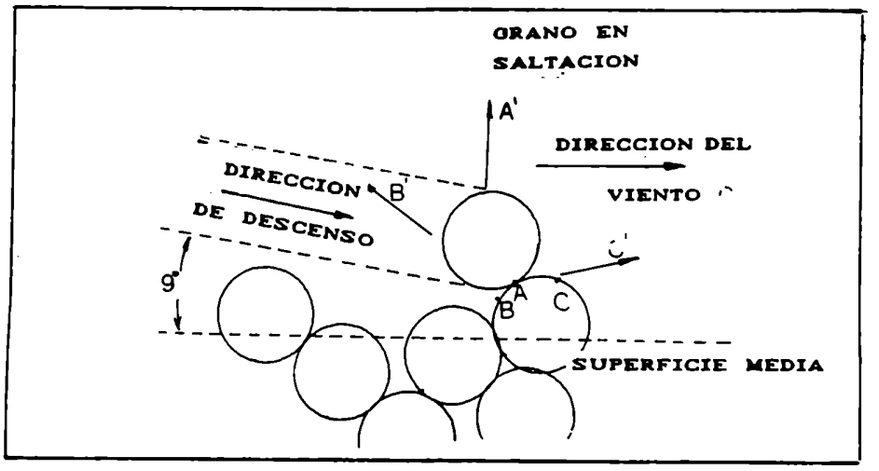

Figura II.4: *Representación de un grano en saltación golpeando sobre un grano estacionario en un punto de impacto medio A y rebotando en dirección vertical A'. B y C son posibles puntos de impacto con dirección de rebote B' y C'. (Chepil y Woodruff,1963)*

II.5 INICIACION DEL MOVIMIENTO DE LAS PARTICULAS

A partir de mediciones realizadas en un túnel de viento en laboratorio y en experiencias de campo, Chepil (1945a) determinó la velocidad mínima requerida para transportar diferentes tipos y tamaños de granos de suelo y analizó las condiciones que afectan la iniciación del movimiento del suelo. Chepil (1945a) también definió la "velocidad umbral mínima de fluido" como la menor velocidad requerida para producir el movimiento de la mayoría de los granos erosivos, y la "velocidad umbral máxima de fluido" como la menor velocidad requerida para mover los granos más grandes. En condiciones de campo, cuando el flujo de aire está cargado con partículas erosivas que, con su impacto sobre la superficie aceleran el comienzo del proceso, se define el "umbral de impacto mínimo" como la velocidad mínima necesaria para que se inicie el movimiento de partículas durante el proceso de saltación.

La velocidad umbral depende de la densidad, la forma y la distribución de tamaños de partículas en el suelo y de la densidad del fluido (Chepil, 1945a; Chepil y Woodruff, 1963; Gillette, 1981; Greeley y otros, 1981 y 1982).

La velocidad umbral de impacto es menor que la del fluido, hecho que coincide con las observaciones realizadas por Greeley y otros (1981) y Gerety y Slingerland (1982) quienes además remarcan el hecho que estas expresiones son válidas para superficies homogéneas. Una mayor dispersión en la distribución de tamaños de partículas se traduce en una disminución de la

velocidad mínima para el comienzo del proceso erosivo.

Por otro lado, Bisal y Nielsen (1962) (ver Lyles y Krauss, 1971) determinaron mediante observaciones realizadas con microscopio, que la mayoría de las partículas erosivas vibran por acción del viento a una frecuencia de 1.8 ± 0.3 Hz hasta que se levantan instantáneamente como impulsadas. Lyles y Krauss (1971) postularon que estos impulsos se deben a las fluctuaciones de la presión. Ellos encontraron que la frecuencia que corresponde a la máxima energía turbulenta del espectro de velocidad longitudinal es de 2.3 ± 0.3 Hz y atribuyen el apartamiento a las diferencias entre las densidades de las partículas y las del fluido. Informaron, además, que en determinadas situaciones el movimiento del grano no se inicia sin la presencia de fluctuaciones turbulentas y en general la velocidad media umbral disminuye cuando aumenta la intensidad de las mismas.

Bagnold (1943) (ver Chepil y Woodruff, 1963) y Lyles y Krauss (1971) encontraron que la iniciación del movimiento está determinada, principalmnete, por la velocidad de fricción que es una medida de la turbulencia atmosférica que está definida por:

$$u_* = \left(- \overline{u'w'} \right)^{1/2} \qquad \text{(II.3)}$$

donde u' y w' son las fluctuaciones turbulentas de las componentes horizontal y vertical de la velocidad del viento (ver Capítulo III)

La velocidad de fricción umbral (u_{*t}) para el comienzo del proceso erosivo está dada por: (Chepil, 1945b)

$$u_{*t} = A \left(\frac{\rho_s}{\rho_a} g\, d \right)^{1/2} \qquad \text{(II.4)}$$

donde: ρa = densidad del aire,

ρs = densidad de la partícula,

g = aceleración de la gravedad,

d = diámetro de la partícula,

A = coeficiente cuyo valor para d>100 μm es 0.1 para la velocidad umbral de fluido y 0.085 para la velocidad umbral de impacto (ver Chepil, 1945b).

Por otro lado, Bagnold (1941) (ver Chepil y Milne, 1941) demostró que el el flujo de arena *(q)* que se mueve por efecto de las fuerzas ejercidas por el viento puede ser expresado por:

$$q = C \left(\frac{d}{D} \right)^{1/2} \frac{\rho}{g} u_*^{'3} \qquad \text{(II.5)}$$

donde

q es el flujo de partículas que se mueven a través de una superficie de ancho unitario,

d es el diámetro medio de las partículas (mm),

D es una constante = 0.025 mm,

g es la aceleración de la gravedad,

C es una constante que depende de la distribución de tamaños de partículas, que varía desde C = 1.5 para tamaños uniformes y C = 2.8 para un amplio rango de tamaños de partículas,

u_*' es la velocidad de fricción modificada después del comienzo del proceso erosivo, tal que $u_*' > u_{*_t}$ (Chepil, 1945) (ver Capítulo III).

Ciccone y otros (1987) desarrollaron una investigación en un túnel de viento, con el objeto de medir los efectos de varios parámetros, incluyendo las características del viento medio, la intensidad de la turbulencia y el contenido de humedad sobre el proceso de erosión. A partir de estos datos experimentales elaboraron un modelo para predecir el flujo de masa vertical neto. Los resultados muestran que el flujo vertical seco es porporcional a $u_*'^3$ y el flujo sobre la superficie húmeda es proporcional a $u_*'^5$.

CAPITULO III

LA CAPA DE SUPERFICIE DE LA ATMOSFERA

III.1. FLUJO DE AIRE SOBRE SUPERFICIES AERODINAMICAMENTE LISAS

Como se mencionó en el Capítulo II, los procesos físicos involucrados en la erosión eólica son consecuencia, además del tipo y el estado del suelo, de las características de la turbulencia del flujo de aire en la capa de superficie de la atmósfera.

La capa de superficie atmosférica es la parte de la capa límite atmosférica adyacente a la superficie terrestre ubicada por encima de la subcapa laminar. En esta capa, la interacción del aire con la superficie es muy marcada y sus condiciones se ajustan rápidamente tanto a las variaciones de la superficie como a las de los procesos atmosféricos de gran escala. En la capa de superficie, los flujos turbulentos verticales de calor (H), cantidad de movimiento (τ) y masa (Q) se consideran constantes con la altura, (se acepta una variación del 10% respecto del valor de los flujos en superficie). Esta capa tiene un espesor que varía entre 30 y 50 metros dependiendo de las condiciones del terreno, de la velocidad del viento y de la estabilidad atmosférica (Ver Panofsky y Dutton, 1984).

Utilizando la ecuación de Navier-Stokes y considerando las ecuaciones de continuidad y de estado para un fluido incompresible en condiciones de homogeneidad horizontal y estacionariedad se obtiene que los flujos verticales de cantidad de movimiento (τ) y de calor (H) en la atmósfera se pueden expresar de la siguiente manera (Panofsky y Dutton (1984) :

$$\tau = - \rho \overline{u'w'} \qquad \text{(III.1)}$$

$$H = - \rho c_p \overline{w'\theta'} \qquad \text{(III.2)}$$

donde

$u' = u - \bar{u}$, con u como la componente horizontal de la velocidad del viento en la dirección del flujo medio,

$w' = w - \bar{w}$, con w como la componente vertical del movimiento. En estas condiciones se considera $\bar{w} = 0$,

$\theta' = \theta - \bar{\theta}$, donde θ es la temperatura potencial. Para el espesor y altura de la capa de superficie se considera que θ es aproximadamente igual a la temperatura del aire (T),

ρ es la densidad del aire,

c_p es el calor específico del aire a presión constante,

(la barra encima de la variable indica su valor medio).

Introduciendo la velocidad de fricción (u_*) y la temperatura caraterística (T_*) definidas por:

$$u_*^2 = - \overline{u'w'} \qquad \text{(III.3)}$$

$$T_* = \frac{- \overline{w'\theta'}}{u_*} \qquad \text{(III.4)}$$

resulta que

$$\tau = \rho \, u_*^2 \qquad \text{(III.5)}$$

$$H = \rho \, c_p \, u_* \, T_* \qquad \text{(III.6)}$$

Generalmente se adopta el modelo K (clausura de primer orden) para obtener la descripción de los flujos turbulentos dentro de esta capa. Este modelo se basa en la analogía que introdujo Boussinesq en 1877 entre el transporte turbulento y la difusión molecular y que puede ser utilizada cerca de la superficie del suelo (ver Businger y otros, 1971; Seginer, 1974; Monteith, 1973; Panofsky y Dutton, 1984):

$$\tau(z) = K_m(z) \frac{\partial u(z)}{\partial z} \qquad \text{(III.7)}$$

$$H(z) = K_h(z) \frac{\partial \theta(z)}{\partial z} \qquad \text{(III.8)}$$

Donde $K_m(z)$ y $K_h(z)$ son los coeficientes de intercambio turbulento para cantidad de movimiento y calor, respectivamente.

Existen distintas formas funcionales propuestas para $K_m(z)$ y $K_h(z)$. En los modelos de la capa límite neutral, sobre superficies aerodinámicamente lisas, suele considerarse $K_m(z)=K_H(z)$ constante o variando linealmente con la altura de acuerdo con la expresión $K_m=ku_*z$ (Ver Panofsky y Dutton.1984) donde k = constante de von Karman.

Mediante la teoría de la semejanza euleriana de Monin-Obukhov, basada en las condiciones más simplificadas para el estudio de la capa, esto es, estado estacionario y superficies homogéneas y aerodinámicamente lisas, se obtuvo una teoría general de la turbulencia atmosférica (ver Tennekes y Lumley, 1972; Panofsky y Dutton, 1984). De acuerdo con ello se considera que las variaciones verticales de la velocidad del viento y de la temperatura del aire son funciones del flujo vertical de cantidad de movimiento y de calor respectivamente, de la altura y de la estabilidad atmosférica.

$$\frac{\partial u(z)}{\partial z} = f(u_*, z, L) \qquad (III.9)$$

$$\frac{\partial T(z)}{\partial z} = f(T_*, z, L) \qquad (III.10)$$

donde
$$L = \frac{u_*^2}{k \beta T_*} \qquad (III.11)$$

El parametro L es conocido como la longitud de Monin-Obukhov y es una medida de la estabilidad atmosférica que relaciona el empuje térmico y la producción de energía mecánica, y $\beta = g/T$ es el parámetro de empuje térmico.

Aplicando a las ecuaciones (III.9) y (III.10) el análisis dimensional ordinario se obtienen las siguientes relaciones:

$$\frac{\partial \bar{u}(z)}{\partial z} \frac{k z}{u_*} = \phi_m \left(\frac{z}{L}\right) \qquad (III.12)$$

$$\frac{\partial \bar{T}(z)}{\partial z} \frac{k z}{T_*} = \phi_h \left(\frac{z}{L}\right) \qquad (III.13)$$

Donde ϕ_m y ϕ_h son, respectivamente, los gradientes adimensionales de viento y temperatura.

En condiciones que se apartan de la neutralidad atmosférica, el coeficiente de intercambio turbulento de cantidad de movimiento puede ser definido mediante una relación más generalizada como (Raupach, 1979):

$$Km = k u_* z / \phi(z/L)$$

Las formas de estas funciones adimensionales han sido encontradas empíricamente por diferentes autores (Businger y otros, 1971; Berkowics y Prahm, 1982; Panofsky y Dutton, 1984; Sorbjan, 1988) (ver Tabla III.1)

Integrando las ecuaciones (III.12) y (III.13) con las formas generales de ϕ_m y ϕ_h presentados en la Tabla III.1, se obtienen expresiónes con las siguientes formas generales:

$$u(z_2) - u(z_1) = \frac{u_*}{k} \left[\ln \frac{z_2}{z_1} - \psi_m(z_2/L) + \psi_m(z_1/L) \right] \qquad (III.14)$$

$$T(z_2) - T(z_1) = \frac{T_*}{k} \left[\ln \frac{z_2}{z_1} - \psi_h(z_2/L) + \psi_h(z_1/L) \right] \qquad (III.15)$$

A. Condiciones de inestabilidad atmosférica (z/L<0)

a. Perfil adimensional de la velocidad del viento:

$\phi_m = (1 - a\, z / L)^b$

a	b	z/L	
16	-1/4	-1 a 0	Dyer and Hicks (1970)
15	-1/4	-2 a 0	Businger y otros (1971)
16	-1/3	-10 a -2	Carl y otros (1973)
16	-1/4	-2 a 0	Carl y otros (1973)
28	-1/4	-10 a -0.01	Dyer y Bradley (1982)

b. Perfil adimensional de temperatura:

$\phi_h = c\, (1 - a\, z / L)^b$

a	b	c	z/L	
16	-1/2	1	-1 a 0	Dyer and Hicks (1970)
9	-1/2	0.74	-2 a 0	Businger y otros (1971)
9	-1/2	1.04	-0.5 a 0	Bradley y otros (1981)
14	-1/2	1	-10 a -0.01	Dyer y Bradley (1982)

B. Condiciones de estabilidad atmosférica (z/ L > 0)

a. Perfil adimensional de velocidad del viento :

$\phi_m = 1 + a\, z / L$

a	z/L	
5.2	-0.03 a 1	Webb (1970)
4.7	0 a 2	Businger y otros (1971)
5.0	0.02 a 1	Hicks (1976)

b. Perfil adimensionales de temperatura :

$\phi_h = a + b\, z / L$

a	b	z/L	
1	5.2	-0.03 a 1	Webb (1970)
0.74	4.7	0 a 2	Businger y otros (1971)
1	5.0	0.02 a 1	Hicks (1976)

Tabla III.1.*Formas funcionales propuestas para los perfiles adimensionales de viento y temperatura (ver Sorbjan, 1988)*

donde $\psi_m(z/L)$ y $\psi_h(z/L)$ son los apartamientos, respecto a la neutralidad de los perfiles de viento y temperatura, respectivamente, debido a la estabilidad atmosférica y se expresa mediante la relación:

$$\psi_m(z/L) = -b\, z/L \qquad \text{si } z/L>0 \qquad \text{(III.16)}$$

$$\psi_m(x) = 1n(1+x^2/2)+2ln(1+x/2)-2arctg\, x + \pi/2 \qquad \text{si } z/L<0 \qquad \text{(III.17)}$$

donde $x = (1 + a\, z/L)^{1/4}$

$$\psi_h(z/L) = -b\, z/L \qquad \text{si } z/L>0 \qquad \text{(III.18)}$$

$$\psi_h(y) = 2\ln(1 + y)/2 \qquad \text{si } z/L<0 \qquad \text{(III.19)}$$

donde $y = (1 - a\, z/L)^{1/2}$

III.2. FLUJO DE AIRE SOBRE SUPERFICIES AERODINAMICAMENTE RUGOSAS FORMADAS POR UNA COBERTURA VEGETAL

Diferentes autores (Inoue, 1963; Cowan, 1968; Thom, 1971; Plate, 1971; Druilhet y otros, 1971; Seginer, 1974; Monteith, 1976; Kondo y Adashi, 1976; Grace, 1977; Lyles y Allison, 1979; Raupach, 1979; Albini, 1981; de Garín, 1988 Abtew y otros, 1989; Kustas y otros, 1989), propusieron modificaciones a los modelos que describen la capa de superficie de la atmósfera sobre terrenos lisos y homogéneos por la presencia de una capa de obstáculos como ser una cobertura vegetal.

Por un lado, de acuerdo a lo expuesto por distintos autores (Lyles y Allison, 1971; Seginer, 1974; Monteith, 1976; Raupach, 1979; Kustas y otros, 1989; Kramm, 1989; Abtew y otros, 1989) cuando el aire fluye sobre una superficie rugosa con obstáculos muy compactos, el perfil de viento por encima de la capa es corregido mediante una modificación del plano de referencia que actúa como sumidero de cantidad de movimiento.

En base a esto, Plate (1971) y Grace (1977), entre otros, propusieron expresiones basadas en la teoría de Monin-Obukhov, pero incluyendo una modificación en el origen de la coordenada vertical mediante el desplazamiento del plano cero (d). De esta forma la expresión (II.14) se modifica adquiriendo la siguiente forma:

$$u(z) = \frac{u_*}{k}\left\{ \ln\left[\frac{z-d}{z_o}\right] - \psi_m\left[\frac{z-d}{L}\right]\right\} \qquad \text{(III.20)}$$

donde d es el desplazamiento de plano cero, que se define como el nivel medio de absorción de cantidad de movimiento (Thom, 1971)

Algunos autores (Ver Abtew y otros, 1989) encontraron que la longitud de rugosidad y el desplazamiento del plano cero varían con el tipo de elemento rugoso, su altura, flexilbilidad y densidad, mientras que otros (Thom, 1971; Seginer, 1974; Monteith, 1973) consideran que los mismos dependen, además, de la velocidad media del viento en el tope de la vegetación, de la estabilidad atmosférica y de la intensidad de la turbulencia.

En otra línea, Cionco y otros (1963) y Cionco (1965), Cowan (1965), Inoue (1963), Thom (1971), Druilhet y otros (1971), Seginer (1974), Kondo y Adashi (1976), Albini (1981), que partieron también de la suposición que por encima de la capa de obstáculos es aplicable la hipótesis de Monin-Obukhov y sus derivaciones para la capa de superficie atmosférica descripta anteriormente, consideraron que la transferencia turbulenta dentro de la cobertura vegetal puede ser tratada como lo es el flujo en la capa de superfie atmosférica con la salvedad que es necesario tener en cuenta la pérdida de cantidad de movimiento causada por los tallos y hojas. Esos autores, siguiendo la sugerencia de Ordway y otros (1961) (citado por Cionco y otros, 1963), propusieron, a partir de una analogía con lo que ocurre con el coeficiente de arrastre en un flujo "totalmente rugoso", que la pérdida de cantidad de movimiento es proporcional al cuadrado de la velocidad y, en estado estacionario y sin considerar el término advectivo, ésta es igual a la convergencia de transporte de cantidad de movimiento. Esto puede expresarse de la siguiente forma:

$$\frac{\partial}{\partial z}\left[\frac{\tau}{\rho}\right] = \frac{\partial}{\partial z}\left[Km(z)\,\frac{\partial\, u(z)}{\partial z}\right] = S(z)\,u(z)^2 \qquad \text{(III.21)}$$

donde $S = 1 / 2\ Cd'(z)\ a(z)$

Cd'(z) es el coeficiente de arrastre de los elementos individuales a la altura z,

a(z) es el área de arrastre de las hojas y tallos perpendicular al flujo a la altura z,

Km(z) es el coeficiente de intercambio turbulento.

La resolución de la ecuación (III.21) requiere de suposiciones sobre la forma de Cd'(z), a(z) y Km(z).

Para ello, Cionco y otros (1963) consideraron en un principio una cobertura ideal para lo que supusieron:

- Condiciones de estacionariedad y homogeneidad horizontal (no se

incluyen términos advectivos)

- Área de arrastre constante con la altura dentro de la capa equivalente al índice de área foliar acumulado (IAF) tal que:

$$IAF = \int_0^H a(z)\, dz \qquad (III.22)$$

- Coeficiente de arrastre (Cd'(z)) independiente del número de Reynolds y constante con la altura.
- Intensidad de la turbulencia (u_* / u(z)) constante con la altura
- No se hace suposiciones de la forma de Km(z), y en su lugar se utiliza la longitud de mezcla (lc).

Con estas suposiciones se obtienen las siguientes ecuaciones para describir los perfiles de viento dentro y sobre una capa con una cobertura ideal (Cionco y otros, 1963):

Cuando z ≥ H:

$$\frac{u(z)}{u_H} = 1 + \left(\frac{S l_c}{2}\right)^{1/3} \ln\left[1 + \frac{k(z-H)}{l_c}\right] = 1 + \left(\frac{Cd'(z)}{2}\right)^{1/2} \ln\left[1 + \frac{k(z-H)}{l_c}\right] \qquad (III.23)$$

Cuando z < H:

$$\frac{u}{u_H} = \exp\left[\frac{S}{Cd'(z)}(z-H)\right] = \exp\left[\left(\frac{S}{2\, l_c^3}\right)^{1/3}(z-H)\right] \qquad (III.24)$$

donde S = 1 / 2 Cd'(z) A

Cd'(z) es el coeficiente de arrastre de los elementos individuales,

A = IAF = $\int_0^H a(z)\, dz$ es el área de arrastre de las hojas y tallos perpendicular al flujo,

lc es la longitud de mezcla,

H es la altura,

u_H es la velocidad del viento a la altura H,

u(z) es la velocidad a la altura z,

Posteriormente, Cionco (1965) le confiere un mayor peso al efecto de la resistencia de la vegetación dandole a S la forma:

$$S = 1/2\ \ Cd'(z)\ A^2 l_c\, u(z)^2 \qquad (III.25)$$

con lo que la ecuación (III.21) resulta:

$$\frac{\partial}{\partial z}\left[l_c \frac{\partial u(z)}{\partial z}\right]^2 = \frac{1}{2}\ Cd(z)\ A^2\ l_c\ u(z)^2 \qquad (III.26)$$

Considerando un perfil exponencial de viento, Cionco (1965) resolvió numéricamente la ecuación (III.26) con la que

obtuvo una primera solución para el comportamento de $l_c(z)$. La misma muestra la constancia de la longitud de mezcla dentro de la capa con obstáculos excepto para $z < 0.3\ H$. Encuentra, además, que la misma aumenta linealmente con z para alturas mayores que H lo que confirma los postulados de Inoue (1961) y Cionco (1963).

Posteriormente, Cowan (1968) presenta un modelo de transferencia de masa, calor y cantidad de movimiento dentro y por encima de una cobertura vegetal para el cual, al igual que Cionco (1965), considera que existe una transferencia de cantidad de movimiento desde la capa límite de la atmósfera hacia el interior la cobertura en donde se disipa. Para ello, parte de la ecuación (III.21) y considera que:

i. La difusividad turbulenta inmediatamente sobre la capa está dada por:

$$Km(z) = k\ u_*(z - d) \qquad \text{(III.27)}$$

ii. Para $z \geq H$, cuando el flujo es turbulento y en condiciones de neutralidad atmosférica se cumple:

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \ln \left[\frac{z - d}{zo} \right] \qquad \text{(III.28)}$$

iii. $a(z) = A$ es constante con la altura e igual al índice de área foliar definido según la ecuación (III.22)

iv. considera que el coeficiente de arrastre global (C_D) dentro de la capa es constante con la altura e igual a:

$$C_D = 2 \left(\frac{u_*}{u(H)} \right)^2 \qquad \text{(III.29)}$$

v. De lo anterior, resulta que se cumple la relación

$$Km(z)/u(z) = Km(H)/u(H) \qquad \text{(III.30)}$$

independientemente de la altura y de la velocidad del viento dentro de la capa.

A partir de estas suposiciones Cowan (1968) obtuvo una función de la variación vertical del viento dentro de la capa de la forma siguiente:

$$\frac{u(z)}{uh} = \frac{Km(z)}{Km(H)} = \frac{\operatorname{senh}(\beta z)}{\operatorname{senh}(\beta)} \qquad \text{(III.31)}$$

donde $\beta = (C_D.IAF.\ u(z) / Km(z))^{1/2}$

Con el objeto de analizar los procesos de absorción de cantidad de movimiento por la vegetación, Thom (1971) llevó a cabo

mediciones del coeficiente de arrastre y de los perfiles verticales de velocidad del viento dentro y sobre un cultivo artificial de distribución de área de arrastre homogénea en un túnel de viento.

A partir de ellas, postuló que la tensión de cortante (τ_o) transmitida desde el flujo de aire a la vegetación puede ser escrita como:

$$\tau_o = \rho\, u_*^2 = \rho\, u(z)\, C_D = K_m(z)\, \partial u(z)/\partial z \qquad \text{(III.32)}$$

donde para $z \geq H$, en condiciones neutrales, son válidas las ecuaciones (III.27) y (III.28).

En su análisis, Thom (1971) considera que el valor de τ_o surge de la integración sobre la capa de las fuerzas de arrastre sobre los elementos individuales. La tensión cortante dentro de la canopía está dada por:

$$\tau(z) = \int_0^z \rho\, C_d'(z)\, u^2(z)\, a(z)\, dz = K_m(z)\, \partial u(z)/\partial z \qquad \text{(III.33)}$$

En estos casos considera que:
$C_d'(z)$ es constante e igual al promedio $\bar{C}_d$
$K_m(z) = K_m(H)\, \exp(-\gamma(1-z/H))$, donde γ varía entre 2 y 4, dependiendo del tipo de vegetación y densidad.

A partir de la comparación de los valores obtenidos con observaciones realizadas en túnel de viento llega a la conclusión que considerar $C_d'(z)$ constante puede dar lugar a los apartamientos observados. Muestra la conveniencia de considerar la disminución de $C_d'(z)$ cuando aumenta la velocidad del viento lo que lleva a encontrar para $K_m(z)$ un valor constante tal que:

$$K_m(z) = k\, u_* (H - d) \qquad \text{(III.34)}$$

De esta forma resulta el siguiente perfil de viento:

$$u(z) = u(H) - \left[1 + \alpha (1 - z/H)\right]^{-2} \qquad \text{(III.35)}$$

donde α es función de la altura de la capa, de la velocidad del viento en el tope, de la velocidad de fricción, del desplazamiento del plano cero y de la longitud de rugosidad (Ver Thom,1971).

Por otro lado, encontró diferencias entre los valores del coeficiente de arrastre de los elementos individuales observados en túnel de viento de los obtenidos en experiencias de campo, lo que sugirió que se debía al efecto de sombreado de los elementos circundantes.

A partir de la misma hipótesis, y suponiendo una cobertura verticalmente homogénea y una longitud de mezcla constante con la altura e igual a la del tope de la capa, Inoue (1963) obtuvo la siguiente expresión de la variación vertical de la velocidad del viento:

$$u(z) = u(H)\ e^{\gamma z} / e^{\gamma H} \qquad \text{(III.36)}$$

donde $\gamma = (cd'\ a(z) / 4\ lc)^{1/3}$

Esta expresión no satisface la condición límite de u=0 en z=0 pero constituye una buena aproximación del flujo del aire en las capas altas de canopías densas (Seginer,1974).

Por otro lado, Kondo y Adashi (1976) desarrollaron un modelo bidimensional que tiene en cuenta el gradiente de presión y la fuerza de Coriolis. La ecuación planteada se resuelve numéricamente para un campo de viento dentro y sobre una capa de aire con obstáculos, horizontalmente homogénea, de altura H y con una dada distribución vertical de área de arrastre.

Siguiendo un tratamiento similar al utilizado para des cribir la capa límite atmosférica sobre superficies homogéneas y partiendo de las mismas condiciones planteadas por Cionco (1965) y Cowan (1968), Kondo y Adashi (1976) proponen la siguiente relación

$$\frac{1}{\rho}\frac{d\tau(z)}{dz} = \frac{1}{2} Cd(z)\ a(z)\ |\mathcal{U}(z)|\ \mathcal{U}(z) + i\ f(\mathcal{U}(z)-\mathcal{V}_g) \qquad \text{(III.37)}$$

donde

τ y $\mathcal{U}$ son las expresiones bidimensionales de τ y U,

$\mathcal{V}_g$ es el viento geostrófico en la dirección x,

f es el parámetro de Coriolis

Para z > H, donde a(z) = 0, desaparece el primer término.

Utilizando la relación flujo-gradiente y la longitud de mezcla queda:

$$\frac{d}{dz}\left[lc^2\left(\frac{d\mathcal{U}(z)}{dz}\right)\frac{d\mathcal{U}(z)}{dz}\right] = \frac{1}{2} c_d(z)a(z)\ |\mathcal{U}(z)|\ \mathcal{U}(z)+if(\mathcal{U}(z)-\mathcal{V}_g) \qquad \text{(III.38)}$$

La ecuación (III.37) se resuelve numéricamente siendo las condiciones límites, la velocidad del viento y su derivada el el tope de la capa. Para la distribución de área de arrastre dentro de la misma se plantean distintas condiciones agrupadas en dos modelos generales:

i. Modelo A: Distribución de área que se extiende uniformemente en la capa entre el tope de la cobertura en z = H y

otro nivel z por encima de la superficie cuya altura determina las subdivisiones Aa, Ab, Ac y Ad (Figura III.1).

ii. Modelo B: Distribución de área foliar que varía continuamente con la altura, identificada como Ba, Bb, Bc , Bf y Bg en la Figura III.1.

Las formas de a(z) correspondientes a las situaciones antes analizadas son descriptas mediante la relación

$$a(x) = IAF\ \hat{a} \qquad \text{(III.39)}$$

donde $x = z / H$, con H como la altura de la capa de obstáculos y

$$\hat{a} = a_m \frac{1 - x}{1 - x_m} \exp\left(\frac{1}{2} (x_m - \lambda)^2 - \frac{1}{2} (x - \lambda)^2 \right) \qquad \text{(III.40)}$$

donde IAF es el área de arrastre integrada en toda la capa (ecuación (III.22)), x_m, a_m y λ son constantes que dependen de la distribución geométrica de los obstáculos en la capa y que se presentan en la Tabla III.1.

modelo de geometría	λ	z_m	a_m
Ba	11.0	0.901	2.786
Bb	4.0	0.697	2.089
Bc	2.5	0.500	1.488
Bf	-1.0	0.000	1.453
Bg	-4.0	0.000	4.329

Tabla III.1: Coeficientes involucrados en la ecuación (III.40) correspondientes a distintas distribuciones de área de arrastre (Kondo y Adashi, 1976)

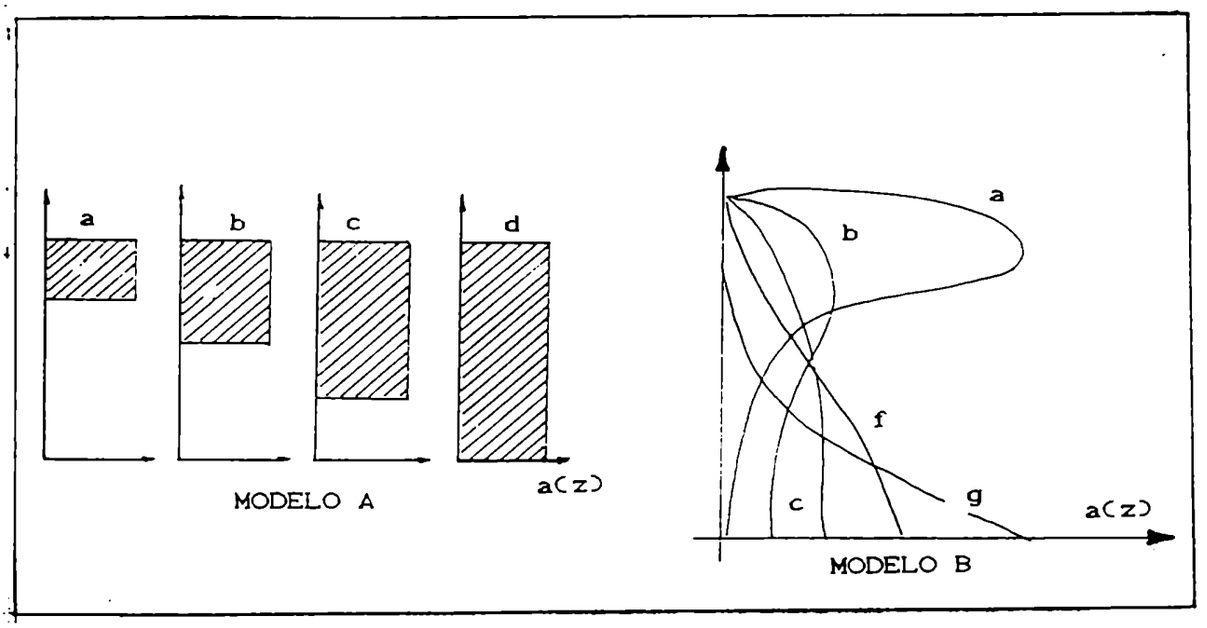

Figura III.1: *Esquema de la distribución de área de arrastre utilizadas en los modelos desarrollados por Kondo y Adashi (1976)*

Con un enfoque distinto de los descriptos anteriormente, de Garin (1985) propone una modificación de las expresiones derivadas de la hipótesis de la semejanza de Monin Obukhov sobre superficies aerodinámicamente lisas. Para ello propone dividir el tratamiento en una capa interna (porción de aire inmersa dentro de la vegetación) y una capa de transición a la capa atmosférica de flujos constantes. El método utilizado es el análisis dimensional considerando en cada capa una parametrización propia.

Dentro de la capa interna , la variación vertical de la velocidad media del viento puede ser expresada como:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = f (u(H), u_*, z, \zeta_H, \zeta) \qquad (III.41)$$

donde ζ es el índice de área de arratre en el nivel z, u(H) es la velocidad media del viento en el tope de la vegetación (H) y u_* es la velocidad de fricción en la capa de flujos constantes. En estas condiciones se obtiene la relación:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \frac{u_*}{k\, z} \Phi_I (C_D(H) , \zeta / \zeta_H) \qquad (III.42)$$

donde Φ_I es el perfil adimensional de la velocidad del viento en la capa atmosférica interna.

A partir de datos observacionales medidos en casos con cultivos artificiales y reales, de Garín (1985) obtuvo las formas funcionales de Φ_I para dos tipos de distribución del área de arrastre dentro de la capa (ecuación (III.41)). Tipo A: distribución de área foliar aproximadamente uniforme desde prácticamente la base y Tipo B: con una zona inferior desprovista de hojas (Figura III.2).

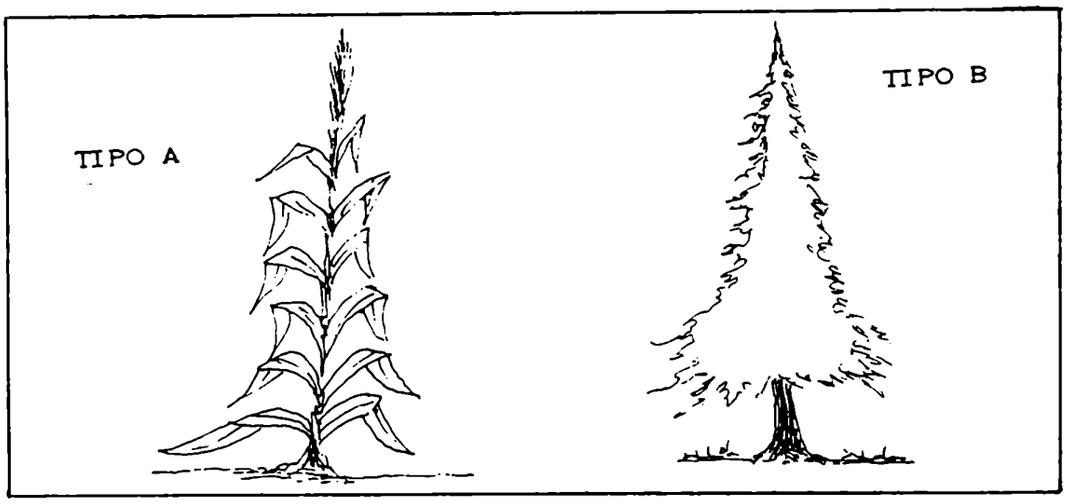

Figura III.2: *Esquema de los modelos de distribución de área de arrastre utilizado en el modelo desarrollado por de Garín (1988)*

Las formas funcionales de ϕ_I fueron las siguientes

$$\frac{\Phi_I\ (C_D(H),\ \zeta/\ \zeta_H)}{\Phi_I\ (C_D((H),1)} = \begin{cases} (\zeta\ /\ \zeta_H)^{ba} & c < \zeta/\ \zeta_H < 1 \\ d\alpha\ (\zeta\ /\ \zeta_H) - m & p < \zeta/\ \zeta_H < c \\ n\alpha\ (\zeta/\ \zeta_H) + t & 0 < \zeta/\ \zeta_H < p \end{cases} \quad (III.43)$$

donde los valores d,n,t,m,c y p fueron encontrados en función del coeficiente de arrastre y del tipo de distribución de área de arrastre.

En la capa de transición, la variación vertical de la velocidad del viento puede ser expressada como:

$$\frac{\partial\ \bar{u}}{\partial\ z} = \frac{u_*}{k\ z}\ \Phi'\ (\ z/\ H\ ,\ C_D\ (H)\ ,\ H\ /\ L\ ) \quad (III.44)$$

donde Φ' es el perfil adimensisonal de la velocidad del viento dentro de la capa de transición y L es la longitud de Monin-Obukhov. A partir de observaciones de campo y laboratorio se obtuvieron las formas de Φ':

$$\frac{\Phi'\ (z/H,C_D(H))}{\Phi'\ ((1,C_D((H))} = \begin{cases} (z/H)^{-2.41} & si\ \ 1 < z/h < z\phi/h \\ (z\phi/H)^{-2.41} & si\ \ z\phi/h < z/h < z*/h \end{cases} \quad (III.45)$$

donde $z\phi$ es.la altura a partir de la cual el perfil adimensional de la velocidad del viento permanece constante.

z* es.la altura de la capa de transición.

De los resultados obtenidos en la comparación del modelo con las experiencias de campo y de laboratorio, se infiere que el modelo representa satisfactoriamente el campo vertical de viento dentro y sobre la vegetación, siendo la calidad del ajuste similar para distintos tipos de vegetación, con diferentes densidades de plantación, a distintas distancias del borde y para distintas condiciones de estabilidad atmosférica (de Garín, 1985).

III.3 FLUJO DE AIRE SOBRE SUPERFICIES AERODINAMICAMENTE LISAS Y RUGOSAS EN CONDICIONES DE EROSION EOLICA.

Antes de la iniciación del proceso erosivo, mientras se mantengan las condiciones de neutralidad atmosférica, características de las condiciones de erosión, la velocidad del

viento puede ser descripta adecuadamente por la ecuación (III.14) con $\psi_m (z/L) = 0$ (Panofsky y Dutton, 1984):

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z}{z_o}$$

donde $u(z)$ es la velocidad del viento a la altura z
z_o es la longitud de rugosidad
k es la constante de von Kárman

De acuerdo a lo encontrado por Bagnold (ver Chepil 1945b) para arena y verificado por Chepil (1945a) para distintos tipos de suelo, la ecuación (III.14) es válida cuando $u_* < u_{*t}$. Si la velocidad de fricción supera la velocidad de fricción umbral, ($u_* > u_{*t}$), los perfiles de velocidad del viento obtenidos en experiencias de campo y de laboratorio se apartan de la ecuación (III.14) y la variación de variación del viento con la altura sigue una función logarítmica distinta. Ellas convergen en un punto focal (z_c,u_c) (Chepil, 1945b) cuyo valor depende del diámetro de las partículas de suelo superficial y es independiente de la velocidad del viento:

$$u(z) - u(z_c) = \frac{u'_*}{k} \ln \frac{z}{z_c} \qquad \text{(III.46)}$$

Inmediatamente antes de comenzar el proceso de erosión, la velocidad del viento a la altura z_c se eleva hasta llegar al valor de la velocidad umbral del fluido a esa altura. Cuando se inicia el movimiento, comienza a actuar el arrastre producido por los granos en saltación que inmediatamente reducen la velocidad a un valor constante menor que la velocidad umbral de impacto. La velocidad del viento cerca de la superficie erodable se reduce por el movimiento del suelo y la función se modifica de acuerdo a la ecuación (III.46).

Por otro lado, Owen (1964), para explicar los apartamientos del perfil logarítmico considera dos hipótesis:

-. El efecto de los granos moviéndose sobre el fluido fuera de la región a la cual es confinada la saltación es similar a la de una rugosidad sólida de altura comparable a la de la capa de saltación.

-. El proceso consta de un mecanismo de autobalance para el control de la concentración de partículas en saltación. Si la concentración es demasiado baja, la tensión de cortante en su-

perficie asciende hasta que mayor cantidad de partículas abandonan la superficie. Cuando aumenta la concentración, llega un momento en que ésta es demasiado grande y deprime la tensión superficial con pérdida de movilidad y reducción de la concentración.

A partir de esto se obtiene para z≥H un perfil de la forma:

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{2gz}{u_*^2}\right) + D' \qquad \text{(III.47)}$$

donde $u_*^2 / 2g$ es la nueva longitud de rugosidad y D' es un coeficiente empírico (D' = 9.7). Para z < H, Owen (1964) desarrolla un modelo basado en la relación flujo gradiente con Km(z) constante donde incluye además un modelo de movimiento de partículas considerando que las fuerzas de empuje son mucho menores que las de arrastre, supone las partículas esféricas y estima el coeficiente de arrastre en función del número de Reynolds para partículas esféricas el que se corrige con un factor de forma debido a los apartamientos de esta suposición.

Gerety (1985) (citado por Mc Kenna Neuman y Nickling, 1993), por su parte, cuestiona el punto focal del perfil propuesto por Chepil (1945b) por carecer de significado físico y cuya determinación está sujeta a una importante componente subjetiva. En su análisis, reconoce como evidente el apartamiento respecto al perfil logarítmico cuando hay saltación, pero considera que los perfiles modificados abarcan una capa de aire relativamente delgada (2 a 3 cm sobre la superficie), seguida por una capa de transición donde el perfil puede ser caracterizado por un ajuste logarítmico con mayor pendiente. Según McKenna Neuman y Nickling (1994), algunos autores usaron sólo los datos correspondientes a la zona de transición para el cálculo de la velocidad de fricción pero, sólo operacionalmente, la designación de esta capa involucra problemas de subjetividad similares a la selección del foco.

McKenna Neuman y Nickling (1994) sugieren dos posibles enfoques para este problema:

-. Considerar la capa afectada por el proceso de erosión, dividida en dos regiones. Una externa donde se usa el modelo logarítmico estandar, aunque con distinta pendiente de la que tendría sin la pesencia de partículas en saltación o lejos de la influencia de la capa, y una región interna donde se aplica un perfil modificado.

-. Tratar ambas regiones, dentro de la capa de saltación, en forma conjunta utilizando un perfil potencial para la descripción de la variación vertical del viento con la altura, donde el exponente depende de la concentración de partículas.

McKenna Neuman y Nickling (1994) realizaron mediciones de la velocidad del viento y del flujo de sedimentos en un túnel de viento comparando los perfiles obtenidos sobre una superficie estable y sobre una superficie con partículas capaces de ser levantadas por el proceso erosivo. Al igual que Gerety (1985) observaron que los perfiles de velocidad del viento, antes del comienzo del proceso erosivo, siguen una ley logarítmica descripta por la ecuación (III.14). Cuando la velocidad supera la velocidad umbral se observa una modificación del perfil. Existe un nivel, que depende de las dimensiones medias de las partículas y de la intensidad del viento, que divide la capa en dos zonas. En la capa más cercana a la superficie, zona de máxima concentración de partículas, los perfiles verticales de la velocidad siguen una ley propia aunque con mucha dispersión. En la capa más externa la pendiente del gradiente de velocidad está profundamente afectada por la transferencia de cantidad de movimiento hacia abajo, hacia la zona de máxima extracción de cantidad de movimiento. Para considerar la capa como un todo propone utilizar un perfil potencial (Sutton, 1953; Panofsky y Dutton, 1984; Segal y Pielke, 1988, ver McKenna Neuman y Nickling, 1994).

$$\frac{u(z_2)}{u(z_1)} = \left[\frac{z_2}{z_1}\right]^{1/p} \qquad \text{(III.48)}$$

Para superficies relativamente suaves se encontró valores de p = 7, (Sutton, 1953; McKenna Neuman y Nickling, 1994). Ante la presencia de transporte de sedimentos, p disminuye y en capas totalmente saturadas con granos en saltación se ha encontrado que p = 2 , (McKenna Neuman y Nickling, 1994).

Otros autores (Raupauch, 1991; Anderson y Haff, 1991; Sorensen, 1991; McEwan y Willetts, 1991; Berkofsky y McEwan, 1994) han encarado este problema en forma integral, considerando la interacción recíproca entre la concentración y el movimiento de las partículas y la modificación de los perfiles verticales de velocidad del viento. Lo han hecho ha través de la resolución

numérica de modelos que incluyen la interacción entre todas las componentes que intervienen en el proceso de la erosión eólica, es decir, las fuerzas aerodinámicas sobre las partículas, los modelos de trayectoria e impacto de las partículas en saltación sobre la superficie y los modelos de extracción de cantidad de movimiento del flujo de aire.

CAPITULO IV

DESCRIPCION DEL EXPERIMENTO OBSERVACIONAL

IV.1. GENERALIDADES

Entre los días 13 y 15 de diciembre de 1982 se realizó una experiencia observacional de la atmósfera en la zona de Pampa del Castillo (Provincia del Chubut). Este experimento se llevó a cabo en forma conjunta por el Programa de Física Ambiental del Centro Nacional Patagónico del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) y el Departamento de Meteorología (actualmente Departamento de Ciencias de la Atmósfera) de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires.

IV.2. DESCRIPCION DE LA ZONA

La zona donde se llevó a cabo la experiencia (Ver Figura IV.1) se encuentra ubicada a 45°47' de latitud sur y 68°05' de longitud oeste, a aproximadamente 48 km al oeste de Comodoro Rivadavia (Provincia del Chubut) y a una altura de 450 m sobre el nivel del mar. La zona de Pampa del Castillo se encuentra en la Patagonia Extra Andina en la región geomorfológica individualizada como Pedimentos Mesetiformes, (PNUD-INTA, 1990).

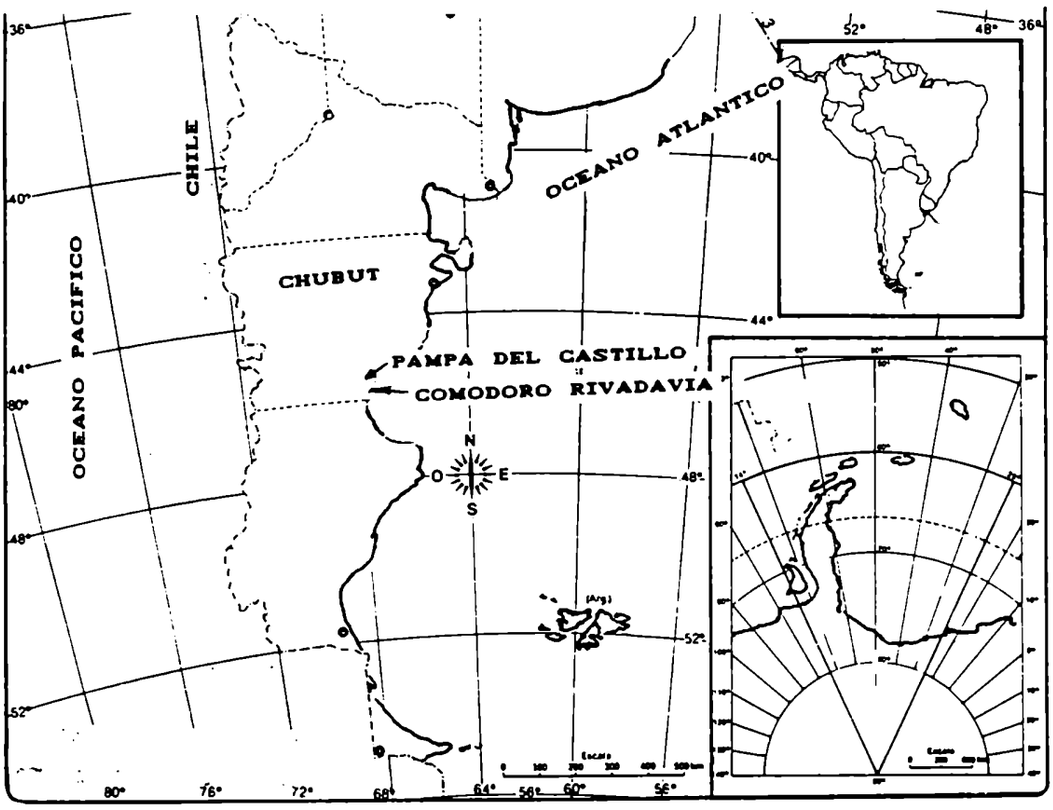

Figura IV.1: *Mapa de un sector de la República Argentina, indicando la zona de Pampa del Castillo*

Desde el punto de vista edáfico, a escala de reconocimiento, la zona de la experiencia se caracteriza por poseer suelos pertenecientes al orden de los Aridisoles, suborden de Argides, incluidos en el subgrupo de los Paleargides (PNUD-INTA, 1990). Son suelos que han evolucionado a partir de dos materiales originarios distintos, tienen un fuerte desarrollo y drenaje excesivo, y no presentan alcalinidad ni salinidad perjudicial. Su uso predominante es para pastoreo de ganado ovino (Aparicio y Difrieri, 1963; Soriano y Movia, 1986).

Por otro lado, del análisis de un grupo de perfiles de suelo estudiados en un trayecto entre Pampa del Castillo y Puerto Madryn en la provincia del Chubut (del Valle y Beltramone, 1987) se encontró que en la zona de Pampa del Castillo el horizonte A presenta una textura areno-franca o franco arenosa (Tabla IV.1), sin estructura y de espesor y pedregosidad variable.

PERFIL	HORIZONTE	PROFUNDIDAD cm	ARENA %	ARENA FRACCION DOMINANTE	LIMO %	LIMO FRACCION DOMINANTE	ARCILLA %
I.	A	0-50	60	gruesa	25	gruesa	15
II.	A	0-40	73	gruesa	16	gruesa	11

Tabla IV.1: *Análisis Textural del horizonte A de dos perfiles en Pampa del Castillo (Del Valle y Beltramone 1987)*

Los diámetros medios (d) para cada suelo se incluyen en la siguiente tabla:

Arcilla.....d < 2 μm
Limo.....50 μm < d < 100 μm
Arena gruesa.....500 μm < d < 1000 μm

La zona de la experiencia puede ser caracterizada como la típica meseta patagónica. Desde el punto de vista fitogeográfico, la zona de Pampa del Castillo se encuentra en el distrito Patagónico Central de la Provincia Patagónica (Aparicio y Difrieri, 1963). El tipo de vegetación característico es la estepa arbustiva. La misma está compuesta de arbustos enanos, ralos, entremezclados con especies gramíneas de densidad variable, generalmente escasas, que crecen en matas separadas sobre la superficie del suelo. (Aparicio y Difrieri, 1963). Muestras fotográficas de las características del terreno se presentan en la Figura IV.2.

El clima de la región presenta las siguientes características:

Figura IV.2: *Fotografías presentando el lugar donde se realizó la experiencia.*

La precipitación media anual es de aproximadamente 200mm. Las mismas disminuyen de este a oeste hasta la zona cordillerana,

Los valores mínimos se presentan durante los meses de primavera-verano, mientras que durante el trimestre invernal la precipitación supera en 1.5 a 1.8 veces la del trimestre estival. (Servicio Meteorológico Nacional (1992))

Las zonas costeras reciben la influencia del mar con un marcado gradiente térmico de este a oeste. Durnte los meses de invierno, la temperatura media de varía entre 3°C y 7°C y durante el verano, ésta oscila alrededor de 18°C.

La zona esta caracterizada por una velocidad del viento media anual de 25 km/h, siendo más alta en los meses de verano donde se han estimado velocidades medias del orden de los 30 km/h en Comodoro Rivadavia con valores máximos que puede llegar a 160 km/h. La velocidad del viento también disminuye hacia el oeste entre la costa y el centro de la provincia encontrandose en Colonia Sarmiento, al oeste de Pampa del Castillo, valores de velocidad media de 21 km/h Schwerdtfeger (1970).

Del análisis de frecuencias porcentuales de condiciones de estabilidad evaluadas mediante las clases de establidad atmosférica de Pasquill modificadas por Turner para Comodoro Rivadavia (ver Berri, 1980) se concluye que la misma tiene una distribución aproximadamente Gaussiana, con muy poca dispersión centrada en la clase 4 de Turner en el 76 % de los casos, correspondiente a una estabilidad neutral (Tabla IV.2). Las clases 1 a 3 corresponden a condiciones de estabilidad y las clases 5 a 7 a condiciones de inestabilidad atmosférica.

HORA CLASE	3	9	15	21	PROMEDIO
1	0	0	0	0	0
2	0	1	3	0	1
3	0	4	16	0	5
4	72	79	81	72	76
5	9	6	0	9	6
6	10	7	0	11	7
7	9	3	0	8	5
	100	100	100	100	100

Tabla IV.2:*Frecuencias relativas (%) de las clases de estabilidad de Pasquill, modificada por Turner para Comodoro Rivadavia (Berri,1980)*

La evaluacion de la erosión eólica, que se ubica entre la Cuenca del Río del Sur y la de Radda Tilly, muestra que se trata de una zona que posee uno de los más altos valores de índices de erosividad por efecto del viento (Coronato y del Valle 1988). Los valores encontrados oscilan entre 400 y 700 m^3/s^3 que, junto con los factores edáficos arrojan un valor de riesgo de erosión potencial muy alto (> 200 tn/ha/año) y donde la erosión actual estimada, tomando en cuenta el factor uso, llega a valores entre alta (50 a 200 tn/ha/año) y muy alta (> 200 tn/ha/año).(Figuras IV.3 IV.4) (Coronato y del Valle, 1988).

Los índices fueron estimados según la metodología FAO-PNUMA-UNESCO (1980) modificada (ver Coronato y del Valle (1988)), donde se define el factor climático (C) como:

$$C = V^3/100\ ((ETP - P)/ETP)\ n\ tu \qquad (IV.1)$$

donde V es la velocidad media anual del viento (m/s),

ETP es la evapotranspiración potencial media anual (mm),

P es la precipitación media anual (mm),

n es el número de días de erosión potencial relativa,

$n = 365 - NE - NP - NV$

donde: NE= frecuencia media anual de días con exceso hídrico.

NP= número de días con precipitación durante los meses secos

NV = número de días con $V < 0.3$ m/s.

tu (%) es el tiempo útil, definido como el porcentaje de tiempo en que $V > 4.5$m/s (Barros 1983, citado por Coronato y del Valle, 1988).

En la Figura. IV.5 se presentan las isolíneas de índice de erosividad del viento (ecuación IV.1). En la misma se observa que en la zona de Pampa del Castillo se producen índices que varían entre 400 y 700 m^3/s^3

IV.3. DESCRIPCION DE LA EXPERIENCIA

La experiencia se llevó a cabo los días 13 , 14 y 15 de diciembre de 1982 de acuerdo al siguiente esquema:

Dia 13 desde las 20 hasta las 23 hs

Dia 14 desde las 10 hasta las 21:30 hs

Dia 15 desde las 9 hasta las 18 hs

Los sensores de medición fueron ubicados a diferentes niveles en una torre de 32 metros de altura instalada en el lugar y la información obtenida fue grabada a intervalos de 20 segundos mediante un datalogger Climatronic de 32 canales. Se realizaron observaciones de temperatura y humedad del aire y de dirección y velocidad del viento a las siguientes alturas:

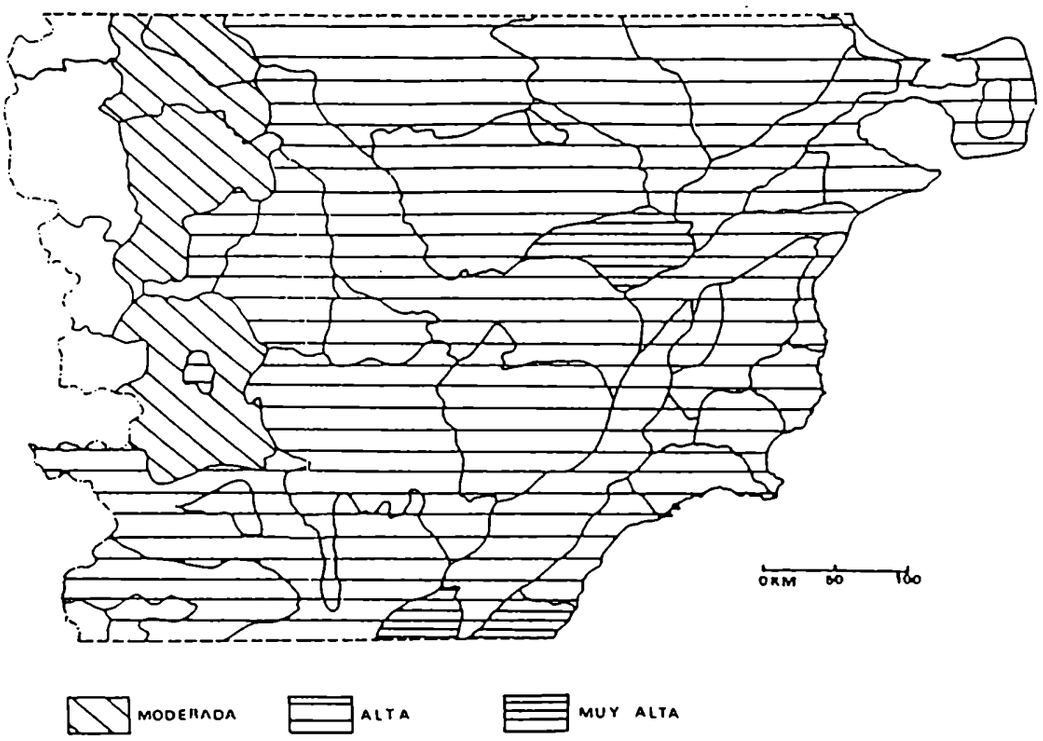

Figura IV.3: *Distribución de la erosión eólica real en la Provincia de Chubut (Coronato y del Valle, 1988)*

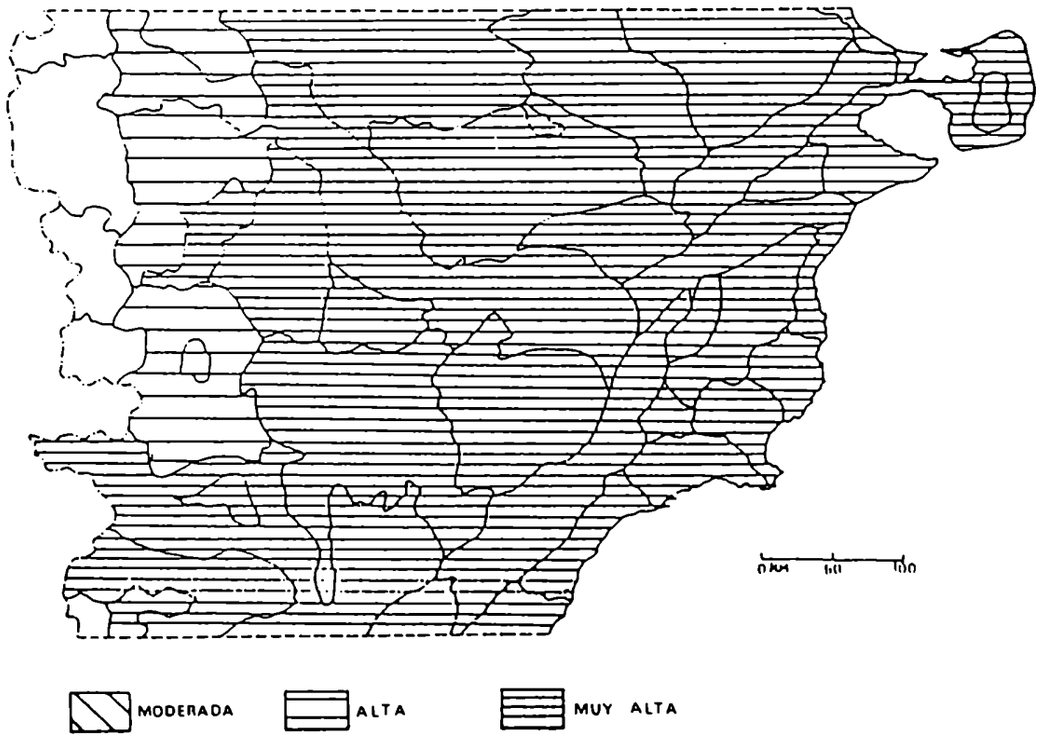

Figura IV.4: *Distribución de la erosión eólica potencial en la Provincia de Chubut (Coronato y del Valle, 1988)*

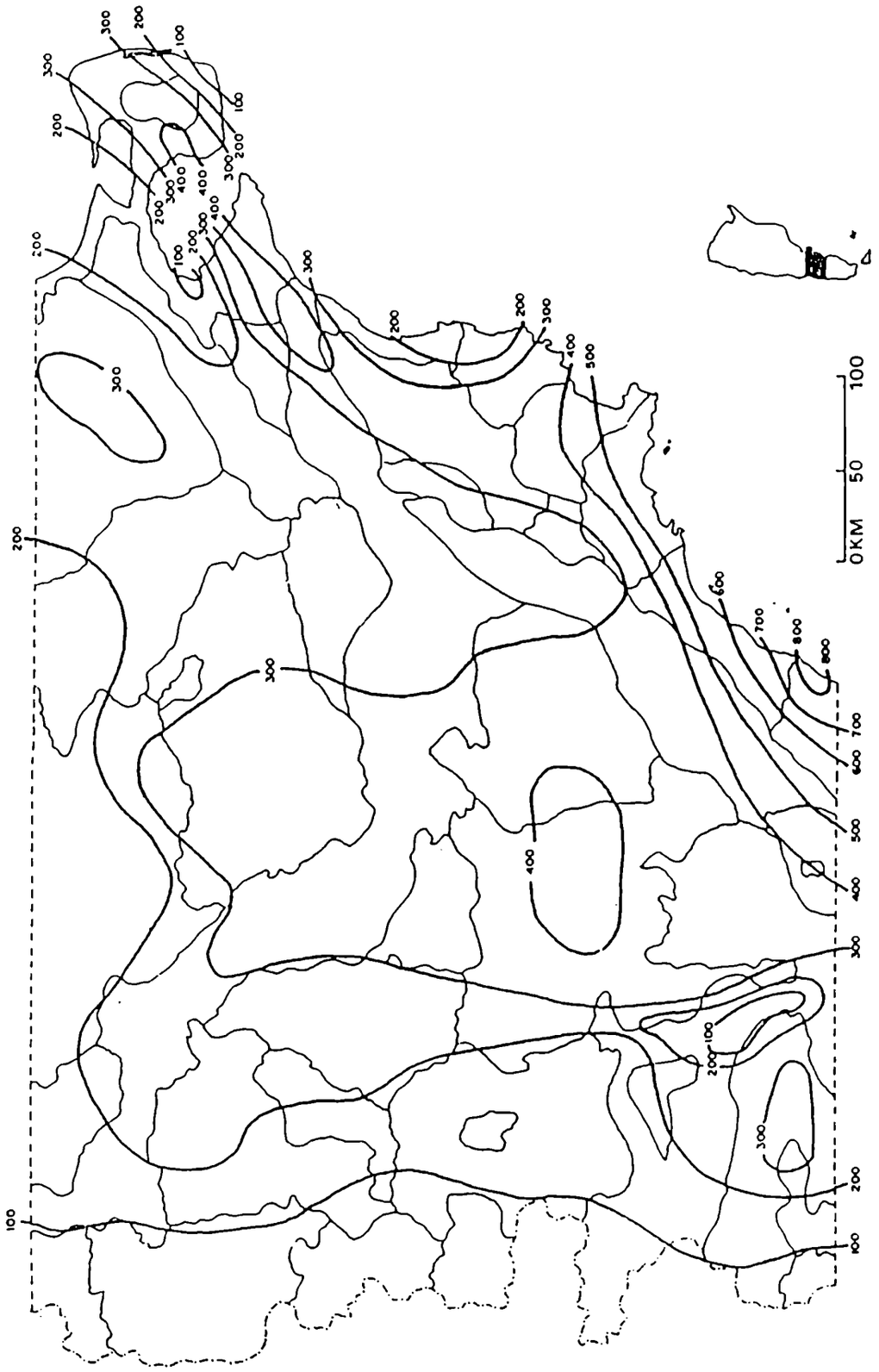

Figura IV.5 *Indice de erosividad del viento* (m^3/s^3) *en la Provincia de Chubut. (Coronato y del Valle, 1988)*

VARIABLES	ALTURAS (en metros)						
VEL. Y DIREC. DEL VIENTO	0.5	1.1	2.2	4.5	8.3	16.2	32.0
TEMPERATURA Y HUMEDAD DEL AIRE		0.8	2.1	3.7	7.6	15.5	

La Figura IV.6 muestra la torre con el instrumental micrometeorológico para alturas mayores que un metro y los soportes para alturas menores. En la Figura IV.7 se presentan dos fotografías del conjunto de sensores ubicados en un nivel de medición.

Para la medición del viento (dirección y velocidad) se utilizaron estaciones automáticas de tipo Climatronic con registro en cassettes con sensores tipo Wind Mark IV compuestas por sensor de velocidad WS-10 de copelas y sensor de dirección WD-10 instalados a diferentes alturas. Dichos sensores fueron calibrados en el túnel de viento de SIAP Argentina. (Brigulio, 1983). Las especificaciones de los sensores son las siguientes:

	ANEMOMETRO WS-10	VELETA WD-10
Precisión	∓ 1 % a 24 km/h	∓ 2.5 ^{o}
Umbral	0.8 km/h	0.4 km/h
Rango	0.8 - 200 km/h	0 - 360 ^{o}
Constante de distancia	7 5 cm	DEL FLUJO MAXIMO PARA 63%
Constante de amortiguamiento	-------	0.4 - 0.6

Para la medición de la temperatura del aire se utilizaron las mismas estaciones que para la medición del viento, con el sensor TS 10 de Climatronic por ventilación forzada con una precisión de ±0.1 ^{o}C y rango entre -30 ^{o}C a 50 ^{o}C. Se hizo una calibración previa a la experiencia en un recinto cerrado con temperatura homogénea (Brigulio, 1983).

Adicionalmente se instalaron sensores de temperatura y humedad entre 2 y 30 metros en 7 niveles de altura. Se utilizó el sistema desarrollado por Vaisala HMT 14, el transductor HMP 14 A y el Datalogger Climatronic con registro en cassettes; siendo el sensor de temperatura un termistor dual y el de humedad del tipo Hunmicap.

Otra torre de observación de 90 m, dependiente del Centro Nacional Patagónico, se encontraba a aproximadamente 20 metros de la anterior; en la misma se registraron velocidades del viento a 30, 60 y 90 metros de altura durante todo el año a intervalos de 10 minutos y durante la experiencia se instalaron sensores de temperatura y humedad tipo Vaisala como los descriptos anteriormente.

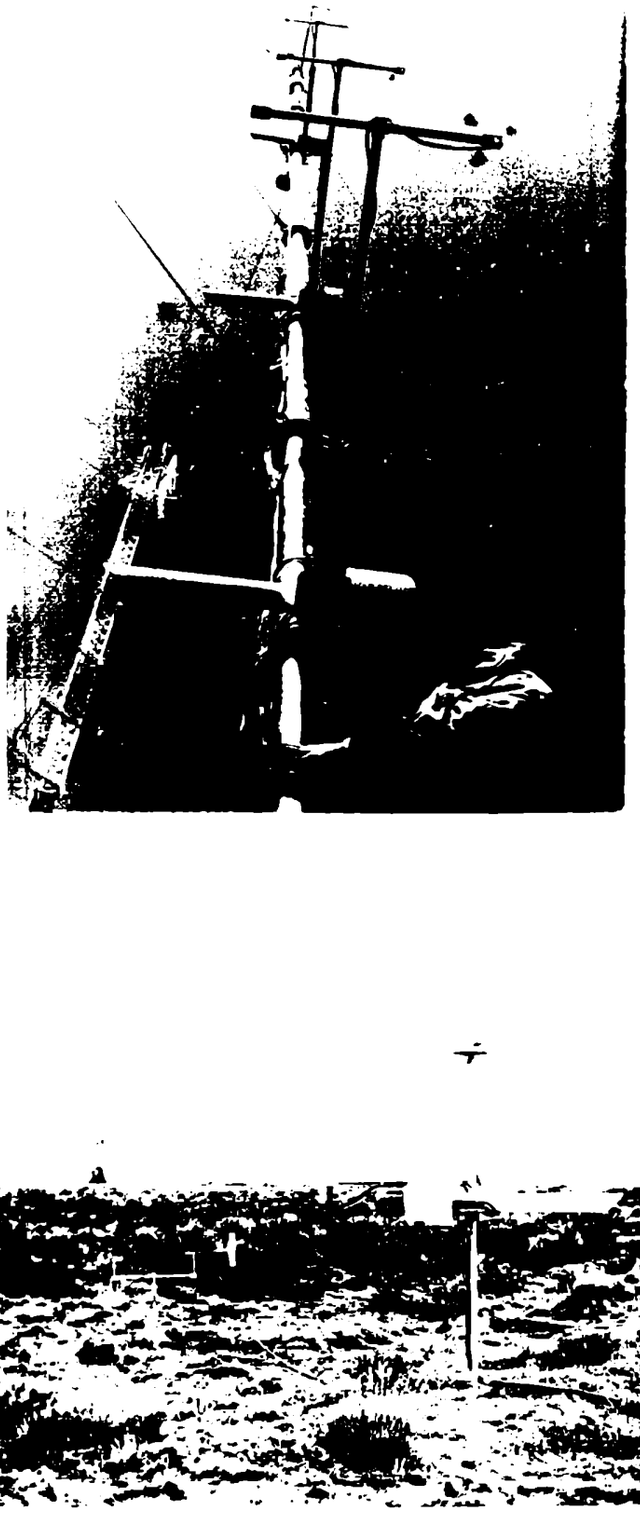

Figura IV.6 : *Imagen de la torre micrometeorologica y del soporte en superficie instalada en Pampa del Castillo*

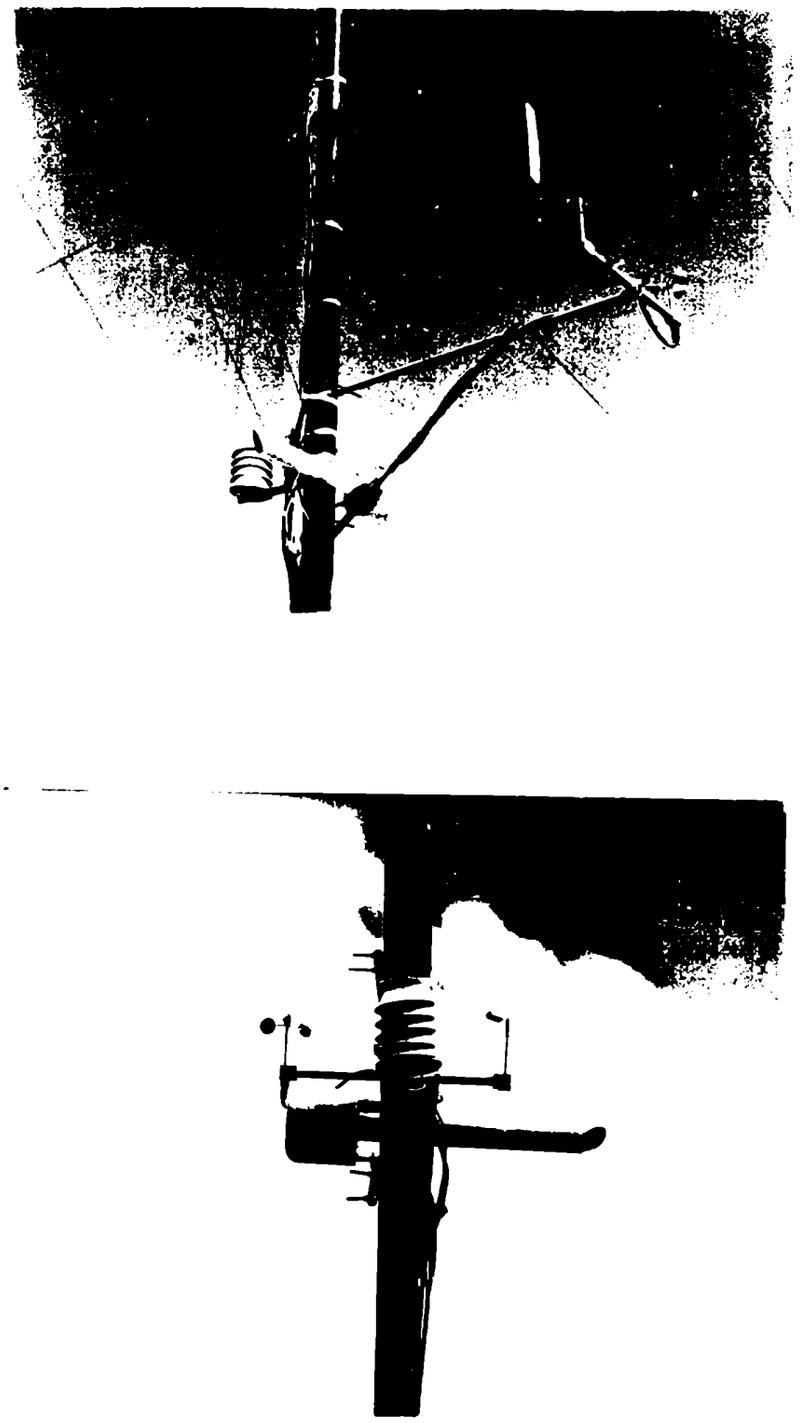

Figura IV.7: *Dos vistas del conjunto de sensores ubicados en un nivel de medición*

En el presente trabajo han sido utilizados las observaciones de temperatura y velocidad del viento registradas mediante las estaciones automáticas Climatronic TS-10 y WS-10 respectivamente durante los días 14 y 15 de diciembre de 1982.

IV.4 CONDICIONES METEOROLOGICAS DURANTE LOS DIAS DE LA EXPERIENCIA

La situación sinóptica de los días de observación se presenta en las cartas de superficie y de 500 hPa incluidas en las Figuras IV.8 y IV.9 para los días 14 y 15 de diciembre, de acuerdo com la información elaborada en el Servicio Meteorológico Nacional. La misma está caracterizada por el pasaje en superficie de un frente frío en la zona de la experiencia entre los días 14 y 15 de diciembre asociado a un centro de baja presión que se desplaza al NE entre 55°y 60° de latitud sur, determinando una circulación del sudoeste sobre toda la Patagonia. En las cartas de 500 hPa se observa los días 14 y 15, un centro de baja presión entre 50° y 60° de latitud sur y entre 65° y 60° de longitud oeste, que determina un marcado flujo del sudoeste sobre la zona de la experiencia que aumenta su intensidad durante el día 15. Al norte del paralelo 40° S, el flujo general es del sector oeste durante los tres días.

Con estas condiciones, en la estación meteorológica Comodoro Rivadavia, perteneciente al Servicio Meteorológico Nacional, durante el día 14, se registraron temperaturas entre 13°C y 23°C y la nubosidad en general estuvo entre 5/8 y 8/8 de nubes bajas y medias; la dirección media del viento fue del sector oeste con velocidades entre 12 y 20 m/s con ráfagas (llegando hasta 35 m/s), El día 14 fue registrado en las estadísticas climatológicas como el día de máxima velocidad del viento para el mes de diciembre correspondiente al período 1981-1990 (Servicio Meteorológico Nacional, 1992). Mientras que el día 15 se caracterizó por temperaturas que oscilaron entre 8°C y 18°C, la intensidad de los vientos disminuyó significativamente, (siendo durante este día del orden de 7 a 10 m/seg) y la dirección fue del oeste-sudoeste durante la mañana rotando al noreste en la tarde. La nubosidad durante casi todo el día fue muy variable entre 1/8 y 6/8 de nubes bajas (ver Figura IV.10).

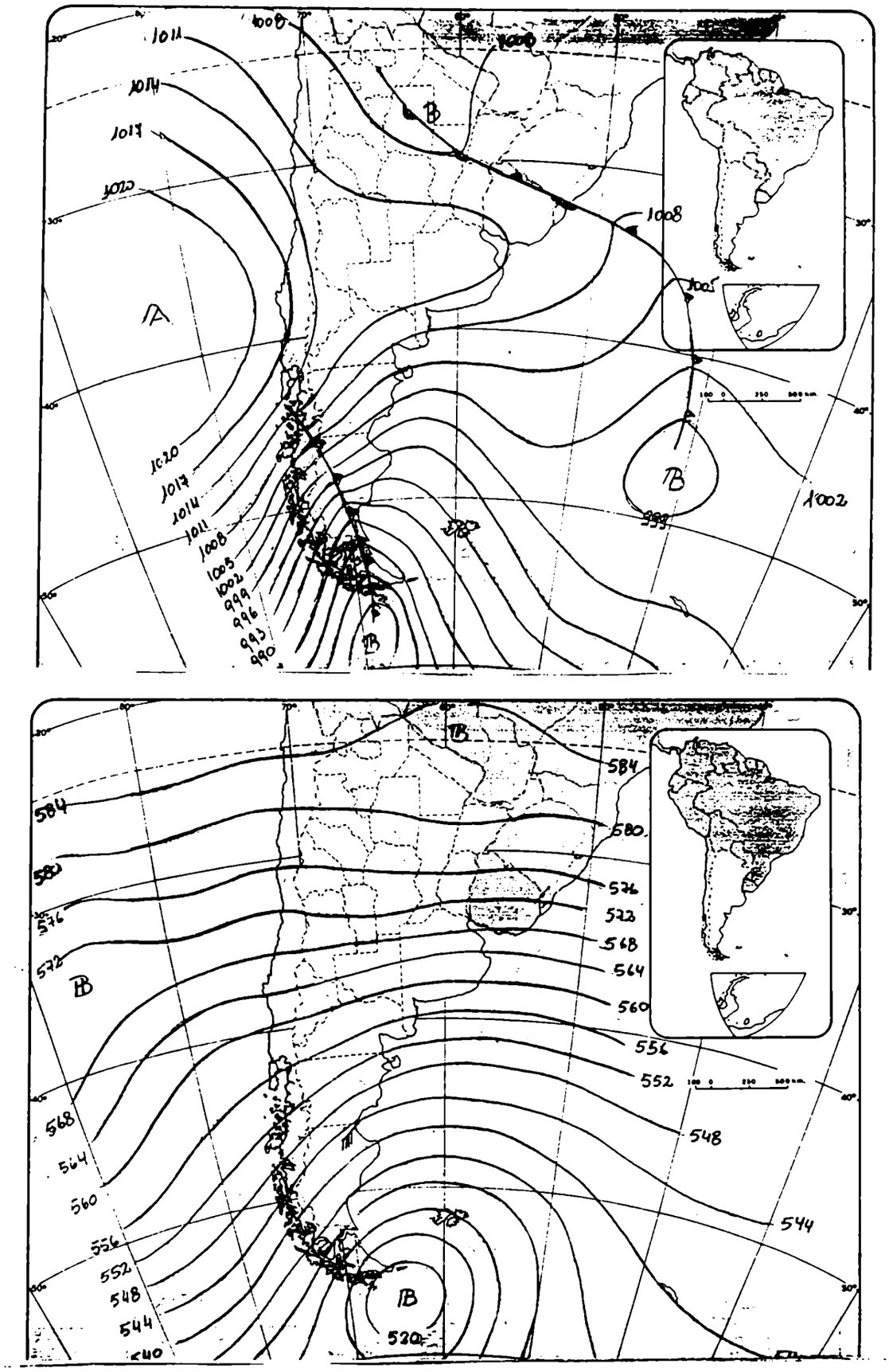

Figura IV.8: *a) Mapa sinóptico de superficie (isobaras en hPa) y b) Mapa sinóptico de 500 hPa (isohipsas en dam) correspondientes al día 14-12-1982 a las 12 TMG*

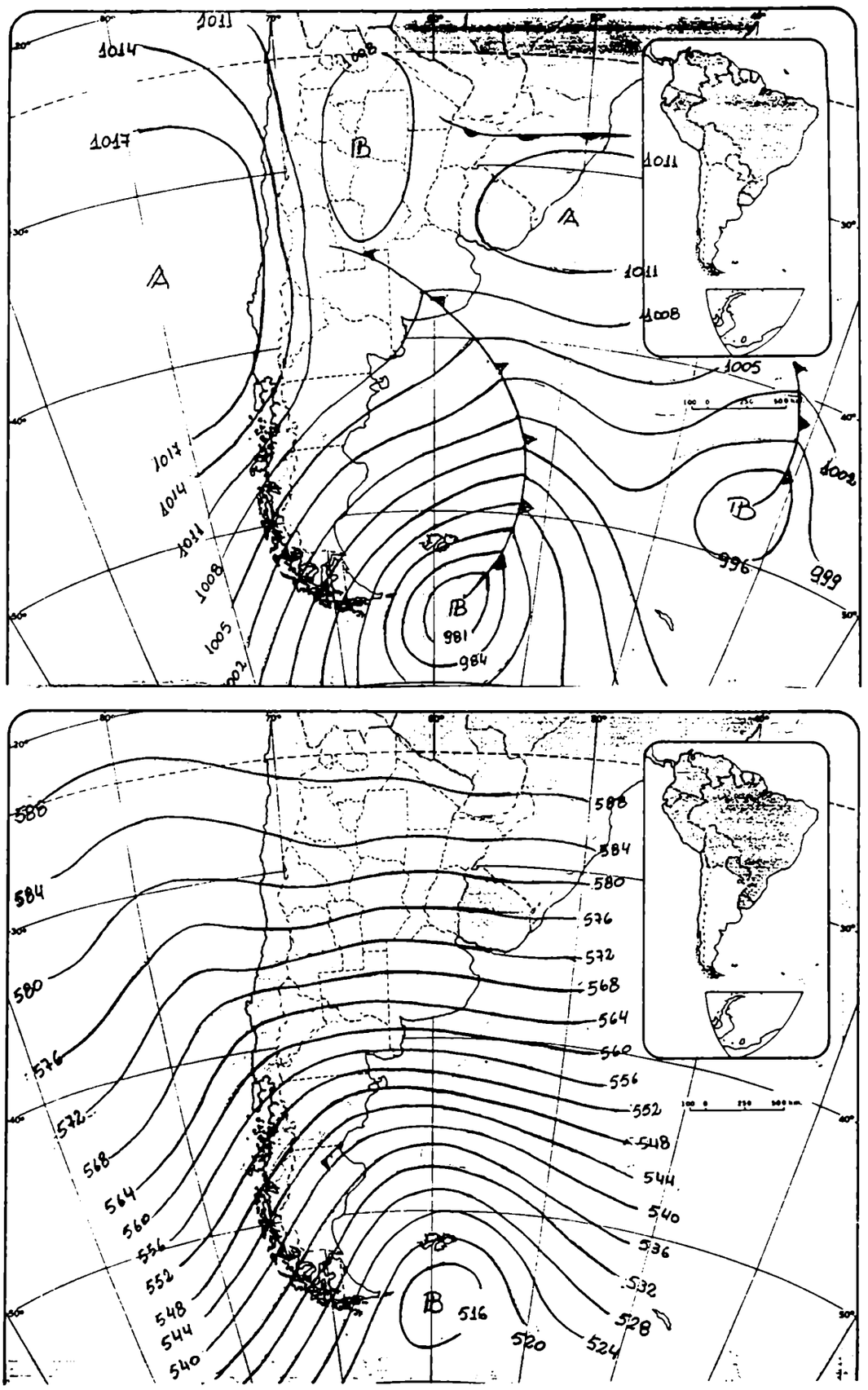

Figura IV.9: *a) Mapa sinóptico de superficie (isobaras en hPa) y b) Mapa sinóptico de 500 hPa (isohipsas en dam) correspondientes al día 15-12-1982 a las 12 TMG*

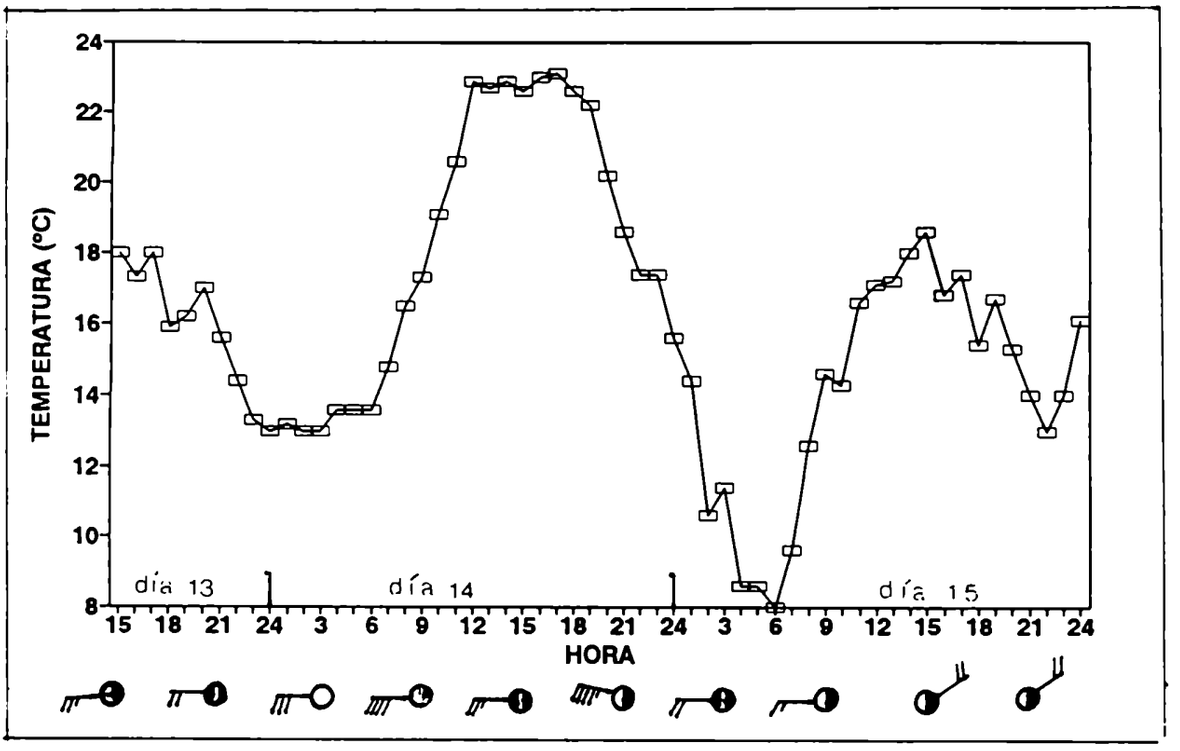

Figura IV.10: *Variación temporal de la temperatura del aire, nubosidad, dirección y velocidad del viento en la estación Meteorológica Comodoro Rivadavia.*

CAPITULO V

EVALUACION DE LOS DATOS METEOROLOGICOS CORRESPONDIENTES A LA EXPERIENCIA OBSRVACIONAL

V.1. ELABORACION DE LOS DATOS

Con la información obtenida en la experiencia durante los días 14 y 15, se llevó a cabo, en primer lugar, un control de los datos tendiente a eliminar los errores de registro mediante el control de formato y la verificación de que los parámetros registrados se mantuvieran acotados dentro de rangos evaluados previamente.

Por otro lado, la elaboración de la información requiere la elección del tiempo de promedio adecuado. Para la determinación del mismo se tuvieron en cuenta dos condiciones: a) que el mismo permita obtener un valor medio representativo con un error determinado y b) que el período sobre el cual se realiza el promedio permita asegurar condiciones de estacionariedad.

Se considera que el tiempo de promedio (τ) depende de una escala temporal de la turbulencia del aire (t_L) y de la relación $\overline{f'^2} / \bar{f}^2$ (Lumley y Panosfky, 1964 ; Mazzeo, 1982), donde f es una variable; $\bar{f}$, su valor medio y $f' = f - \bar{f}$. El parámetro t_L se define como la integral de la función de autocorrelación de la variable f ($R(t')$), tal que:

$$t_L = \int_0^\infty R(t')\, dt' \qquad (V.1)$$

De acuerdo con Lumley y Panofsky (1964) se puede escribir:

$$\tau \cong 2\, (\overline{f'^2} / \bar{f}^2)\, t_L / \varepsilon^2 \qquad (V.2)$$

donde ε = el error de estimación

Luego, para estimar el promedio con una aproximación del 1% el tiempo de promedio τ resulta:

$$\tau \cong 2 \times 10^4\, t_L\, (\overline{f'^2} / \bar{f})^2$$

Si se estima la escala temporal mediante $t_L \cong z / \bar{u}$, y considerando que f representa los valores de la temperatura del aire (T) o de la velocidad del viento (u), para la presente experiencia se obtuvieron los valores incluidos en la Tabla V.I

Analizando los resultados obtenidos se concluyó que un tiempo de promedio representativo para todas las alturas y paráme-

altura metros	escala temporal $t_L = z / \bar{u}$ seg	$\overline{u'^2} / \bar{u}^2$	$\overline{T'^2} / \bar{T}^2$	tiempo de promedio veloc. τ_u min	tiempo de promedio temp. τ_t min
0.5	0.12	0.046		1.84	
1	0.13	0.030	0.0008	1.30	0.03
2	0.22	0.031	0.0004	2.27	0.03
4	0.38	0.028	0.0006	3.54	0.08
8	0.72	0.031	0.0007	7.44	0.16
16	1.25	0.023	0.0007	9.58	0.29
32	2.30	0.020		15.33	

TABLA V.1 *Parámetros utilizados en los cálculos de tiempo de promedio para la temperatura del aire y la velocidad del viento estimados a partir de los datos de Pampa del Castillo para todas las alturas de medición*

tros podría ser 15 minutos, período suficientemente corto como para suponer condiciones de estacionariedad (Lumley y Panofsky, 1964).

Con los valores promediados, para intervalos de 15 minutos, de velocidad del viento (u) y de la temperatura del aire (T) para cada altura se obtuvieron en total 90 rondas de observación. Las mismas están identificadas por cuatro dígitos. Los dos primeros indican la fecha de observación (14 ó 15), las dos últimas el número de orden. En la Tabla V.2 se indican los tiempos de inicio (hora y minuto) para cada ronda observacional.

10	30	1403
HORA	MIN	RONDA
10	0	1401
10	15	1402
10	30	1403
10	45	1404

11	30	1407
HORA	MIN	RONDA
11	0	1405
11	15	1406
11	30	1407
11	45	1408

12	30	1411
HORA	MIN	RONDA
12	0	1409
12	15	1410
12	30	1411
12	45	1412

13	30	1415
HORA	MIN	RONDA
13	0	1413
13	15	1414
13	30	1415
13	45	1416

14	30	1419
HORA	MIN	RONDA
14	0	1417
14	15	1418
14	30	1419
14	45	1420

HORA	MIN	RONDA
15	0	1421
15	15	1422
15	30	1423
15	45	1424

HORA	MIN	RONDA
16	0	1425
16	15	1426
16	30	1427
16	45	1428

HORA	MIN	RONDA
17	0	1429
17	15	1430
17	30	1431
17	45	1432

HORA	MIN	RONDA
18	0	1433
18	15	1434
18	30	1435
18	45	1436

HORA	MIN	RONDA
19	0	1437
19	15	1438
19	30	1439
19	45	1440

HORA	MIN	RONDA
20	0	1441
20	15	1442
20	30	1443
20	45	1444
21	0	1445

HORA	MIN	RONDA
9	0	1501
9	15	1502
9	30	1503
9	45	1504

HORA	MIN	RONDA
10	0	1505
10	15	1506
10	30	1507
10	45	1508

HORA	MIN	RONDA
11	0	1509
11	15	1510
11	30	1511
11	45	1512

HORA	MIN	RONDA
12	0	1513
12	15	1514
12	30	1515
12	45	1516

HORA	MIN	RONDA
13	0	1517
13	15	1518
13	30	1519
13	45	1520

HORA	MIN	RONDA
14	0	1521
14	15	1522
14	30	1523
14	45	1524

HORA	MIN	RONDA
15	0	1525
15	15	1526
15	30	1527
15	45	1528

HORA	MIN	RONDA
16	0	1529
16	15	1530
16	30	1531
16	45	1532

HORA	MIN	RONDA
17	0	1533
17	15	1534
17	30	1535

Tabla V.2: *Identificación de las rondas observacionales generadas en la experiencia de Pampa del Castillo*

	velocidad media del viento (m/s)							temperatura media (oC)					Ri
alt(m)	0.5	1.1	2.2	4.5	8.3	16.2	32.0	0.8	2.1	3.7	7.6	15.5	a 2 m
1401	4.5	8.7	10.7	12.7	14.2	15.7	17.0	13.3	13.1	12.3	11.8	11.2	-0.009
1402	4.6	8.6	10.7	12.6	13.9	15.5	16.8	14.0	13.7	12.9	12.2	11.6	-0.009
1403	4.4	8.5	10.4	12.3	14.0	15.5	16.7	14.4	14.0	13.2	12.6	12.1	-0.011
1404	4.2	8.1	10.3	12.2	13.4	14.7	16.0	14.9	14.4	13.5	12.8	12.4	-0.012
1405	4.4	8.4	10.1	12.1	13.6	15.0	16.4	14.3	14.0	13.4	12.8	12.4	-0.009
1406	4.5	8.8	10.9	12.9	14.5	16.1	17.7	14.3	14.1	13.4	12.5	12.5	-0.008
1407	4.9	9.2	11.2	13.3	15.1	16.5	18.1	13.7	13.7	13.1	12.3	12.3	-0.005
1408	3.9	7.4	9.2	11.0	12.5	13.8	15.2	14.1	13.9	13.5	13.0	12.8	-0.007
1409	4.1	7.8	9.6	11.4	13.3	14.4	15.9	14.2	14.1	13.7	13.4	13.0	-0.005
1410	4.3	8.1	9.9	11.8	13.4	14.6	15.8	15.8	15.3	14.7	14.1	13.6	-0.012
1411	4.7	8.7	10.8	12.7	14.1	15.3	17.0	16.4	15.8	14.9	14.2	13.7	-0.012
1412	4.6	8.7	10.7	12.6	14.2	15.6	17.0	16.3	15.9	15.0	14.3	13.8	-0.012
1413	4.8	9.1	11.1	13.1	14.5	15.7	17.2	16.4	15.9	15.1	14.3	13.9	-0.011
1414	5.1	9.6	12.0	14.1	16.0	17.7	19.3	17.1	16.6	15.6	14.8	14.3	-0.010
1415	4.8	8.9	11.0	13.2	14.9	16.0	17.3	16.6	16.2	15.2	14.6	14.0	-0.009
1416	4.3	8.0	9.4	11.3	12.8	13.9	15.1	16.7	16.3	15.5	14.8	14.4	-0.016
1417	3.8	7.2	9.1	10.7	11.9	13.1	14.3	16.5	16.0	15.4	14.8	14.5	-0.013
1418	4.4	8.0	9.7	11.5	12.8	13.7	14.6	17.1	16.5	15.7	15.0	14.5	-0.016
1419	4.3	8.1	9.9	11.6	12.8	14.1	15.0	17.3	16.8	15.9	15.0	14.8	-0.015
1420	4.9	9.2	11.4	13.4	14.9	16.4	18.1	18.4	17.9	16.7	15.7	15.3	-0.012
1421	5.2	10.3	12.1	14.4	16.4	18.2	19.8	18.5	18.2	16.9	15.9	15.5	-0.013
1422	5.5	10.2	12.6	14.8	16.5	18.1	19.9		17.5	16.3	15.5	15.1	
1423	5.4	9.9	12.3	14.7	16.7	18.3	19.8		16.6	15.6	14.8	14.6	
1424	4.7	9.1	11.0	13.2	14.8	16.3	17.8		17.3	16.3	15.4	15.0	
1425	5.5	9.9	12.6	15.1	17.0	18.4	19.6		17.1	16.1	15.2	15.0	
1426	5.5	10.6	12.7	15.2	17.2	19.0	20.9		17.1	16.1	15.3	15.0	
1427	5.4	9.8	12.3	14.8	16.8	18.4	20.0		16.8	15.8	15.0	14.7	
1428	4.6	9.4	11.4	13.7	15.3	16.7	18.0		17.1	16.1	15.3	14.9	
1429	4.6	8.5	10.6	12.6	14.4	15.7	17.1	16.0	15.8	15.2	14.5	14.4	-0.007
1430	5.2	10.0	12.2	14.5	16.4	18.0	19.7	16.7	16.4	15.6	14.8	14.5	-0.007
1431	5.1	9.8	12.1	14.5	16.5	17.9	19.7	16.6	16.3	15.5	14.7	14.4	-0.007
1432	5.6	10.8	12.8	15.3	17.2	19.0	20.8	16.1	16.1	15.1	14.3	14.2	-0.007
1433	5.5	10.2	12.2	14.6	16.3	17.7	19.8	15.8	15.8	14.9	14.4	14.1	-0.006
1434	5.1	9.6	11.7	14.2	16.0	17.5	19.2	15.5	15.4	14.7	14.1	13.9	-0.005
1435	5.8	10.6	12.7	15.3	17.0	18.6	20.5	15.1	15.2	14.5	14.0	13.8	-0.004
1436	5.4	10.3	13.1	15.4	17.1	19.0	21.3	14.7	14.7	14.1	13.7	13.5	-0.003
1437	5.6	10.7	13.2	15.9	18.2	20.0	22.1	14.2	14.2	13.7	13.3	13.1	-0.003
1438	5.4	10.5	12.9	15.4	17.1	18.5	20.4	14.0	14.0	13.5	13.1	13.1	-0.003
1439	5.3	10.0	12.0	14.4	16.4	17.8	19.2	13.7	13.7	13.2	12.9	12.8	-0.003
1440	5.3	10.4	12.3	14.9	16.7	18.3	19.7	12.8	13.0	12.7	12.5	12.3	-0.001
1441	5.2	9.8	11.8	14.0	16.1	17.7	19.4	12.5	12.7	12.5	12.3	12.1	-0.000
1442	5.4	10.5	12.7	15.3	17.2	18.5	20.2	12.0	12.2	11.9	11.3	11.7	-0.000
1443	4.9	9.7	11.8	14.1	16.0	17.7	19.6	11.4	11.7	11.5	11.4	11.3	0.000
1444	5.2	10.0	11.9	14.2	15.0	17.4	19.3	11.0	11.3	11.1	11.2	10.9	
1445	4.6	9.0	11.1	13.3	11.5	16.7	18.2	10.6	10.8	10.7	10.9	10.7	

Tabla V.3a). *Valores de la velocidad del viento (m/s) y temperatura del aire (°C) promediados para intervalos de 15 minutos, y del número de Richardson (Ri) a 2 m de altura. Día 14-12-82*

	velocidad media del viento (m/s)							temperatura media (oC)					Ri
alt(m)	0.5	1.1	2.2	4.5	8.3	16.2	32.0	0.8	2.1	3.7	7.6	15.5	a 2 m
1501	3.3	4.9	5.6	6.4	1.8	7.9	8.4	8.6	8.2	7.8	7.5	7.1	-0.054
1502	2.9	4.5	5.2	5.9	2.0	7.0	7.4	8.5	7.9	7.6	7.4	7.0	-0.063
1503	3.2	5.1	5.7	6.4	2.0	7.8	8.5	8.7	8.4	8.1	8.0	7.6	-0.054
1504	3.3	5.6	6.1	7.0	2.3	8.4	9.2	9.2	8.8	8.4	7.8	7.8	-0.058
1505	3.8	5.8	6.6	7.5	3.2	8.9	9.8		10.0	9.5	9.3	9.0	
1506	3.9	6.3	7.2	8.0	4.0	9.4	10.2		10.2	9.6	9.7	9.1	
1507	3.1	5.5	6.1	6.9	3.6	8.2	8.7	10.8	10.4	9.8	9.5	8.7	-0.066
1508	3.8	5.6	6.3	7.2	5.7	8.5	8.9	11.5	10.9	10.3	10.1	9.7	-0.072
1509	3.0	4.7	5.3	6.0	5.1	7.2	7.7	11.3	10.6	10.2	9.8	9.4	-0.094
1510	3.0	4.8	5.3	6.1	6.6	7.3	7.8	11.6	11.2	10.6	10.2	9.8	-0.075
1511	2.7	4.9	5.6	6.5	7.2	7.7	8.2	12.1	11.5	10.9	10.2	9.7	-0.063
1512	3.4	5.5	6.3	7.2	7.8	8.3	9.0	12.6	12.1	11.5	10.8	10.4	-0.057
1513	3.0	4.8	5.6	6.3	7.0	7.3	8.0	13.1	12.4	11.7	10.9	10.5	-0.091
1514	2.9	5.3	5.9	6.7	7.4	7.6	8.2	14.2	13.3	12.4	11.5	11.2	-0.114
1515	2.9	5.0	5.6	6.5	7.1	7.6	8.2	14.7	13.6	12.7	11.7	11.2	-0.124
1516	2.9	5.2	5.9	7.0	7.7	8.1	8.7	14.8	13.6	12.7	11.6	11.1	
1517	3.3	5.7	6.4	7.4	8.0	8.8	9.4	15.0	13.9	13.0	12.2	11.5	-0.090
1518	2.7	4.6	5.4	6.2	6.8	7.4	7.8	15.3	14.1	13.2	12.2	11.5	-0.118
1519	2.9	5.2	5.9	6.9	7.5	8.0	8.5	15.5	14.3	13.2	12.2	11.8	-0.106
1520	2.6	4.7	5.2	6.0	6.6	7.1	7.3	15.8	14.8	13.9	12.9	12.6	-0.162
1521	3.0	5.0	5.6	6.4	7.0	7.7	8.1	15.8	14.8	14.0	13.1	12.6	-0.135
1522	2.8	4.4	4.9	5.6	6.3	6.7	7.2	15.8	14.6	13.9	13.2	12.8	-0.166
1523	2.7	4.2	4.9	5.5	6.0	6.4	6.9	15.5	14.4	13.8	13.1	12.7	-0.154
1524	2.8	4.8	5.4	6.2	6.7	7.2	7.5	16.3	15.5	14.7	13.9	13.4	-0.112
1525	2.3	3.8	4.7	5.3	5.8	6.2	6.5	17.1	15.7	14.9	14.0	13.5	-0.139
1526	2.7	4.4	5.2	5.9	6.6	7.1	7.8	17.2	16.3	15.5	14.5	14.2	-0.103
1527	2.5	4.3	5.0	5.7	6.4	6.8	7.4	17.3	16.1	15.3	14.3	14.0	-0.134
1528	2.8	4.6	5.3	6.1	6.7	7.2	7.6	17.4	16.7	16.1	15.0	14.6	-0.092
1529	2.6	4.8	5.7	6.6	7.4	8.0	8.3	17.7	16.8	15.9	14.8	14.5	-0.066
1530	2.7	4.9	5.6	6.4	7.0	7.6	8.1	17.8	17.0	16.2	15.2	14.9	-0.096
1531	3.0	5.4	6.0	6.9	7.7	8.2	8.9	17.7	16.9	16.0	15.1	14.9	-0.094
1532	3.2	5.3	6.2	7.1	7.6	8.2	8.7	17.8	17.1	16.4	15.4	15.1	-0.061
1533	2.5	4.4	5.5	6.4	7.0	7.4	7.9	18.4	17.4	16.7	15.6	15.4	-0.056
1534	2.8	5.0	5.7	6.6	7.4	7.8	8.4	18.1	17.7	16.7	15.9	15.6	-0.080
1535	3.3	5.8	6.5	7.4	8.2	8.9	9.7	18.0	17.6	17.0	16.2	15.9	-0.057

Tabla V.3b). *Valores de la velocidad del viento (m/s) y temperatura del aire (°C) promediados para intervalos de 15 minutos, y del número de Richardson (Ri) a 2 m de altura. Día 15-12-82*

	desvio estandard de la velocidad (m/s)							deev. est. de la temperatura (oC)				
alt(m)	0.5	1.1	2.2	4.5	8.3	16.2	32.0	0.8	2.1	3.7	7.6	15.5
1401	0.79	1.40	1.51	1.75	1.95	1.93	1.76	0.27	0.15	0.23	0.32	0.33
1402	0.81	1.21	1.69	1.96	2.23	2.08	2.12	0.31	0.29	0.27	0.32	0.26
1403	0.78	1.45	1.56	1.66	1.86	1.95	1.99	0.30	0.20	0.26	0.32	0.35
1404	0.73	1.18	1.48	1.57	1.70	1.87	1.95	0.41	0.28	0.35	0.47	0.36
1405	0.83	1.24	1.55	1.86	2.05	2.00	1.92	0.30	0.29	0.23	0.21	0.20
1406	0.85	1.22	1.91	2.06	2.21	2.23	2.33	0.94	0.30	0.33	0.70	0.23
1407	0.96	1.35	1.63	1.81	1.82	1.89	2.03	0.38	0.32	0.35	0.54	0.32
1408	0.80	1.13	1.56	1.81	2.03	2.01	2.12	0.29	0.19	0.20	0.27	0.24
1409	0.99	1.67	2.13	2.26	2.42	2.54	2.57		0.49	0.53	0.45	0.47
1410	0.91	1.07	1.42	1.70	1.78	1.83	1.80	0.83	0.61	0.49	0.48	0.31
1411	0.89	1.53	2.03	2.09	2.33	2.60	2.69	0.53	0.35	0.35	0.34	0.34
1412	0.82	1.31	1.40	1.63	1.76	1.81	2.16	0.27	0.21	0.17	0.29	0.35
1413	0.83	1.51	1.53	1.76	2.07	1.90	2.16	0.30	0.34	0.29	0.34	0.29
1414	0.87	1.76	1.89	2.10	2.40	2.46	2.43	0.19	0.17	0.26	0.19	0.27
1415	0.86	1.22	1.57	1.60	1.61	1.68	1.68	0.33	0.26	0.29	0.30	0.41
1416	0.74	0.96	1.68	1.73	1.74	1.77	1.56	0.38	0.24	0.28	0.38	0.33
1417	0.87	1.44	1.61	1.91	2.15	2.27	2.31	0.30	0.29	0.25	0.29	0.34
1418	1.04	1.73	1.77	2.68	2.31	2.51	2.52	0.15	0.22	0.23	0.32	0.30
1419	0.97	2.00	1.90	2.28	2.48	2.54	2.68	0.30	0.30	0.23	0.29	0.24
1420	0.96	1.25	1.52	1.63	1.75	1.75	2.16	0.35	0.20	0.22	0.36	0.28
1421	1.00	1.50	1.80	2.14	2.24	2.19	2.19	0.17	0.21	0.30	0.33	0.29
1422	0.95	1.59	1.86	1.87	1.80	1.99	1.84		0.31	0.39	0.31	0.34
1423	1.03	1.25	1.78	2.16	2.12	1.93	2.13		0.17	0.25	0.30	0.30
1424	1.03	1.79	2.05	2.15	2.50	2.71	2.78		0.29	0.22	0.26	0.26
1425	1.06	1.40	2.05	2.25	2.63	2.67	2.70		0.12	0.16	0.29	0.21
1426	1.03	1.21	2.00	2.28	2.72	2.68	2.35		0.22	0.32	0.40	0.31
1427	1.07	1.45	1.68	1.97	2.42	2.37	2.64		0.19	0.27	0.25	0.25
1428	0.93	1.18	1.56	1.92	2.49	2.62	2.84		0.37	0.50	0.45	0.52
1429	0.97	1.24	1.66	1.87	2.12	2.20	2.34	0.29	0.30	0.22	0.28	0.23
1430	0.95	1.22	1.92	2.04	2.01	1.96	2.15	0.38	0.29	0.28	0.24	0.27
1431	0.74	1.35	1.42	1.61	1.81	1.80	1.76	0.83	0.19	0.20	0.23	0.32
1432	0.81	1.13	1.51	1.77	1.80	1.97	2.20	0.53	0.17	0.17	0.31	0.25
1433	0.93	1.22	1.44	1.55	1.72	2.94	1.81	0.27	0.21	0.21	0.24	0.21
1434	0.94	1.07	1.60	1.70	1.90	2.31	2.35	0.30	0.12	0.21	0.26	0.23
1435	1.20	1.53	2.17	2.43	2.57	2.44	2.27	0.19	0.21	0.15	0.26	0.25
1436	1.00	1.31	1.84	1.96	2.14	2.05	2.18	0.33	0.17	0.23	0.24	0.29
1437	0.85	1.51	2.03	2.21	2.38	2.41	2.47	0.38	0.16	0.15	0.22	0.25
1438	0.99	1.76	2.24	2.31	2.41	2.28	2.12	0.30	0.12	0.25	0.28	0.21
1439	0.98	1.22	2.08	2.37	2.35	2.29	2.24	0.15	0.23	0.24	0.23	0.27
1440	1.09	1.31	1.82	2.12	2.41	2.21	2.10		0.23	0.16	0.26	0.27
1441	0.99	1.44	1.53	1.74	1.72	1.69	2.01		0.18	0.07	0.27	0.33
1442	1.09	1.73	2.05	2.22	2.23	2.39	2.68		0.15	0.21	0.34	0.24
1443	0.75	1.85	1.96	2.15	2.26	2.44	2.34		0.20	0.27	0.32	0.25
1444	0.92	1.25	1.99	1.87	2.24	1.76	1.86		0.22	0.22	0.14	0.20
1445	0.91	1.50	1.77	1.98	3.70	2.22	2.48		0.16	0.18	0.18	0.12

Tabla V.4a. *Valores de desvío estandar respecto del promedio de velocidad del viento y temperatura. Día 14-12-82*

	desvio estandard de la velocidad (m/s)							desv. est. de la temperatura (oC)				
alt(m)	0.5	1.1	2.2	4.5	8.3	16.2	32.0	0.8	2.1	3.7	7.6	15.5
1501	0.68	1.04	1.07	1.32	1.17	1.26	1.18	0.36	0.24	0.23	0.28	0.26
1502	0.57	0.92	0.95	1.04	0.70	1.04	1.04	0.32	0.30	0.27	0.27	0.34
1503	0.59	0.78	0.95	1.04	0.88	1.06	1.01	0.42	0.36	0.36	0.29	0.27
1504	0.76	1.04	1.22	1.49	1.19	1.53	2.04	0.25	0.48	0.34	0.68	0.40
1505	0.71	0.90	1.08	1.22	1.45	1.40	1.73	0.10	0.40	0.36	0.81	0.41
1506	0.85	1.08	1.24	1.36	1.87	1.60	1.44	0.21	0.38	0.36	0.42	0.34
1507	0.77	1.03	1.25	1.38	1.76	1.26	1.26	0.59	0.30	0.25	0.47	0.36
1508	0.76	1.09	1.19	1.30	2.00	1.30	1.28	0.19	0.18	0.22	0.18	0.42
1509	0.85	0.80	1.10	1.25	2.48	1.45	1.59	0.69	0.39	0.42	0.47	0.55
1510	0.92	1.37	1.66	1.80	2.21	2.14	2.12	0.98	0.61	0.56	0.31	0.33
1511	0.73	1.02	1.25	1.38	1.53	1.59	1.61	0.72	0.41	0.35	0.29	0.43
1512	0.83	1.05	1.34	1.41	1.39	1.43	1.50	0.45	0.38	0.43	0.44	0.53
1513	0.67	1.04	1.27	1.33	1.35	1.38	1.38	0.68	0.52	0.43	0.36	0.32
1514	0.80	1.38	1.47	1.64	1.75	1.58	1.59	0.32	0.37	0.37	0.50	0.52
1515	0.94	1.20	1.55	1.65	1.76	1.70	1.83	0.52	0.38	0.34	0.26	0.25
1516	0.74	1.20	1.25	1.56	1.77	1.80	1.79	0.36	0.34	0.31	0.35	0.38
1517	0.94	1.54	1.54	1.88	2.07	2.03	2.07	0.43	0.35	0.36	0.34	0.47
1518	0.85	1.21	1.52	1.81	1.98	2.17	2.30	0.36	0.28	0.26	0.40	0.26
1519	0.77	1.04	1.31	1.58	1.65	1.60	2.14	0.27	0.18	0.30	0.36	0.32
1520	0.95	1.19	1.38	1.47	1.58	1.81	1.85	0.58	0.74	0.65	0.71	0.56
1521	0.85	1.18	1.44	1.60	1.77	2.02	1.99	0.41	0.45	0.47	0.53	0.38
1522	0.84	1.14	1.11	1.20	1.45	1.37	1.60	0.36	0.36	0.34	0.33	0.33
1523	0.93	1.32	1.45	1.71	1.88	1.98	2.01	0.48	0.39	0.38	0.28	0.28
1524	0.79	1.35	1.74	1.99	2.22	2.27	2.22	0.46	0.38	0.41	0.44	0.53
1525	0.77	1.31	1.56	1.78	1.82	1.82	1.91	0.66	0.55	0.48	0.36	0.47
1526	0.95	1.32	1.44	1.65	1.89	1.99	1.95	0.49	0.32	0.28	0.38	0.36
1527	0.86	1.42	1.50	1.64	1.82	1.90	1.93	0.40	0.49	0.55	0.49	0.50
1528	0.88	1.36	1.46	1.71	1.70	1.63	1.54	0.45	0.37	0.35	0.38	0.46
1529	0.68	1.14	1.30	1.47	1.64	1.68	1.93	0.46	0.47	0.48	0.44	0.37
1530	0.87	1.31	1.42	1.61	1.75	1.69	1.78	0.30	0.39	0.40	0.41	0.46
1531	0.62	0.97	0.95	1.24	1.21	1.24	1.57	0.31	0.28	0.39	0.39	0.27
1532	0.82	1.14	1.29	1.44	1.59	1.62	1.71	0.30	0.27	0.24	0.35	0.27
1533	0.83	1.40	1.55	1.82	1.91	2.02	2.05	0.40	0.29	0.27	0.28	0.29
1534	0.84	1.04	1.18	1.33	1.40	1.58	1.45	0.28	0.33	0.33	0.42	0.37
1535	0.91	1.30	1.36	1.52	1.68	1.55	1.61	0.32	0.22	0.23	0.37	0.36

Tabla V.4b. *Valores de desvio estandar respecto del promedio de velocidad del viento y temperatura. Dia 15-12-82*

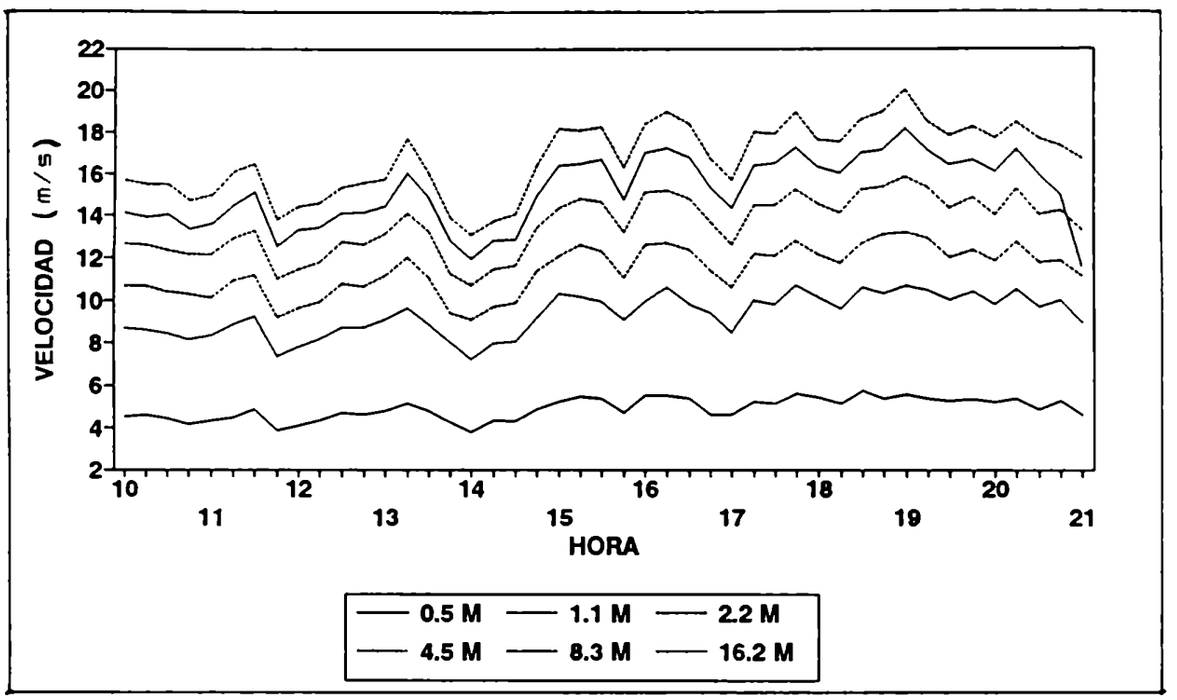

Figura V.1.a) *Variación temporal de la velocidad del viento a distintas alturas. Día 14-12-82*

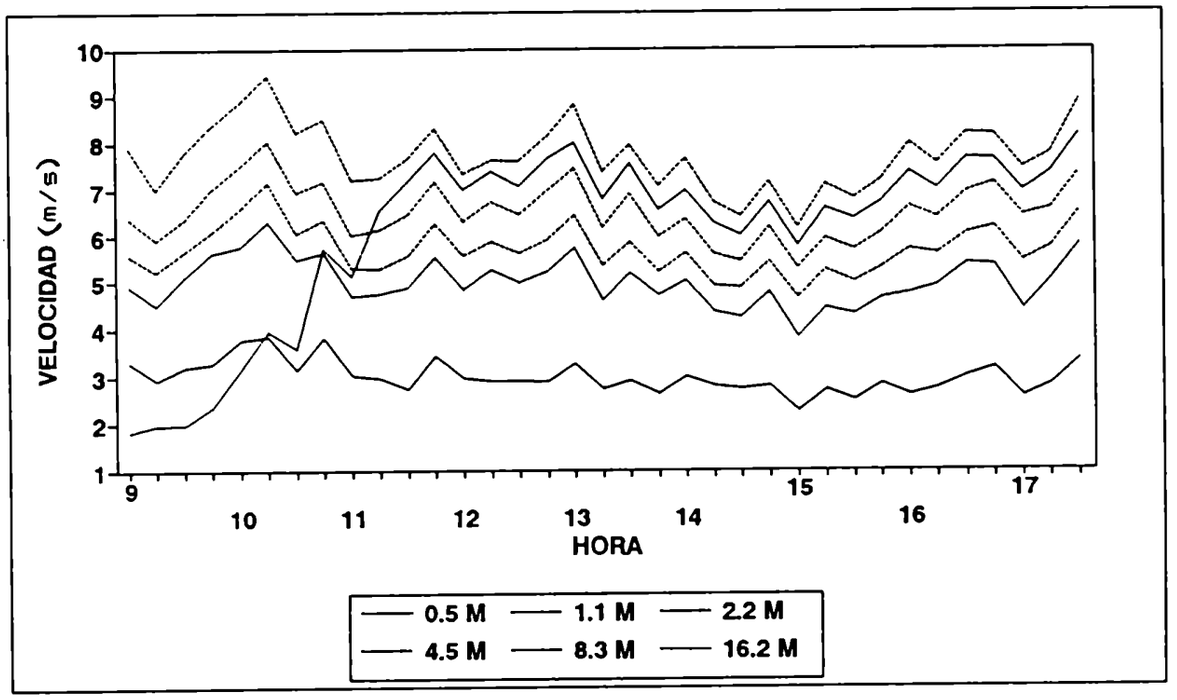

Figura V.1.b) *Variación temporal de la velocidad del viento a distintas alturas. Día 15-12-82*

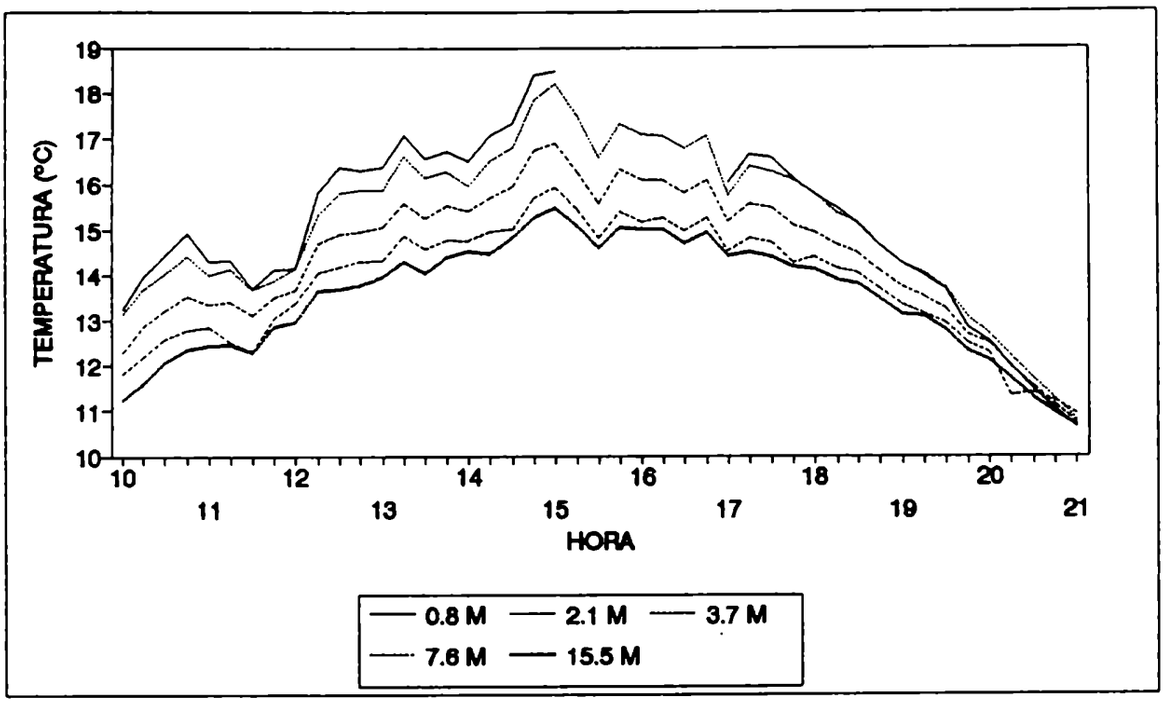

Figura V.2.a) *Variación temporal de la temperatura del aire a distintas alturas. Día 14-12-82*

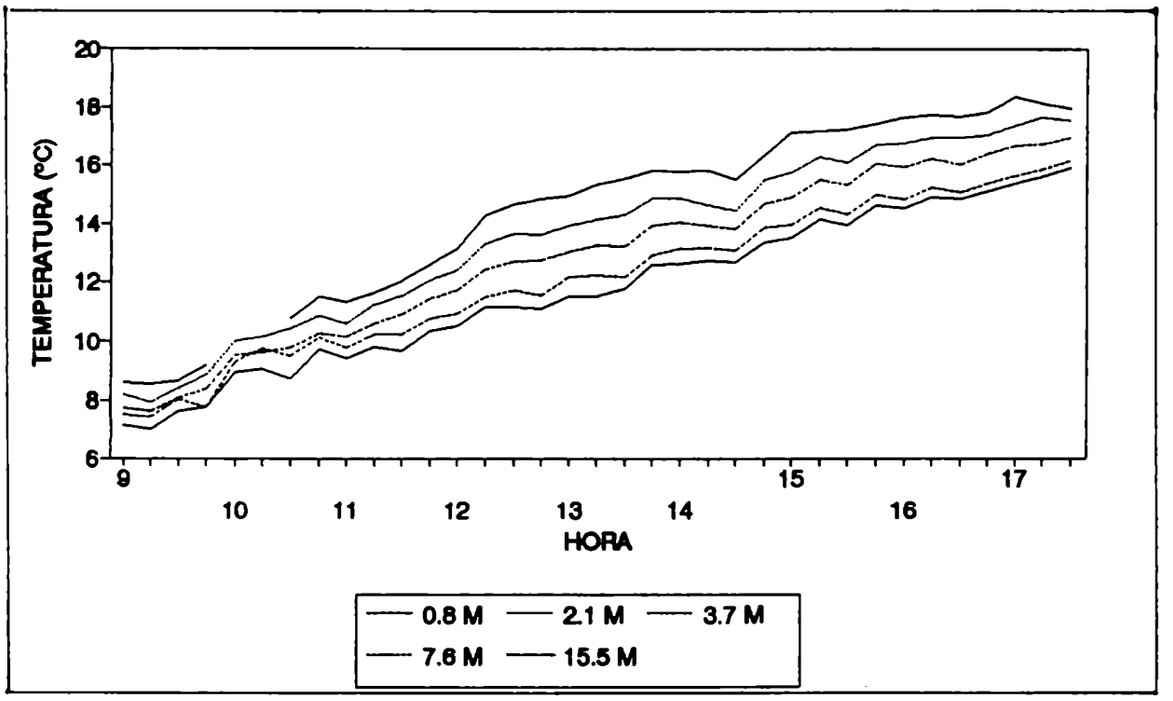

Figura V.2.b) *Variación temporal de la temperatura del aire a distintas alturas. Día 15-12-82*

Los valores medios de velocidad y de temperatura del aire sus desvíos estándard obtenidos para cada ronda de observación correspondiente a los días 14 y 15 se presentan en la Tabla V.3 a) y b) y V.4 a) y b) y sus representaciones gráficas se encuentran en las Figuras V.1 a) y b) y en V.2 a) y b)

Utilizando esos datos se evaluó para cada ronda el número de Richardoson (Ri) de acuerdo con la siguiente expresión:

$$Ri = g/T \ (\partial T/\partial z)/(\partial u/\partial z)^2 \cong \qquad (V.3)$$

$$\cong g/T \ (\Delta T \ / \ \Delta z_t)/ \ (\Delta u \ / \ \Delta z_u \ )^2 \qquad (V.4)$$

donde: g es la aceleración de la gravedad

T es la temperatura a 2 metros de altura

$\Delta T = T(Z_{T2}) - T(Z_{T1})$; $Z_{t1} = 0.8$ m y $Z_{t2} = 3.7$ m

$\Delta U = U(Z_{U2}) - U(Z_{U1})$; $Z_{u1} = 1.1$ m y $Z_{u2} = 4.5$ m

Los valores de Ri estimados a 2 metros de altura para los días 14 y 15 se incluyen también en la Tabla V.3 a) y b). La variación temporal del número de Ri se representa en la Figura V.1.

Se encuentra que las condiciones de estabilidad son cercanas a la neutralidad atmosférica durante el día 14 ($|Ri| \leq 0.03$) ($-0.015 < Ri < 0.0004$) y ligeramente inestables durante el día 15 ($-0.161 < Ri < -0.057$).

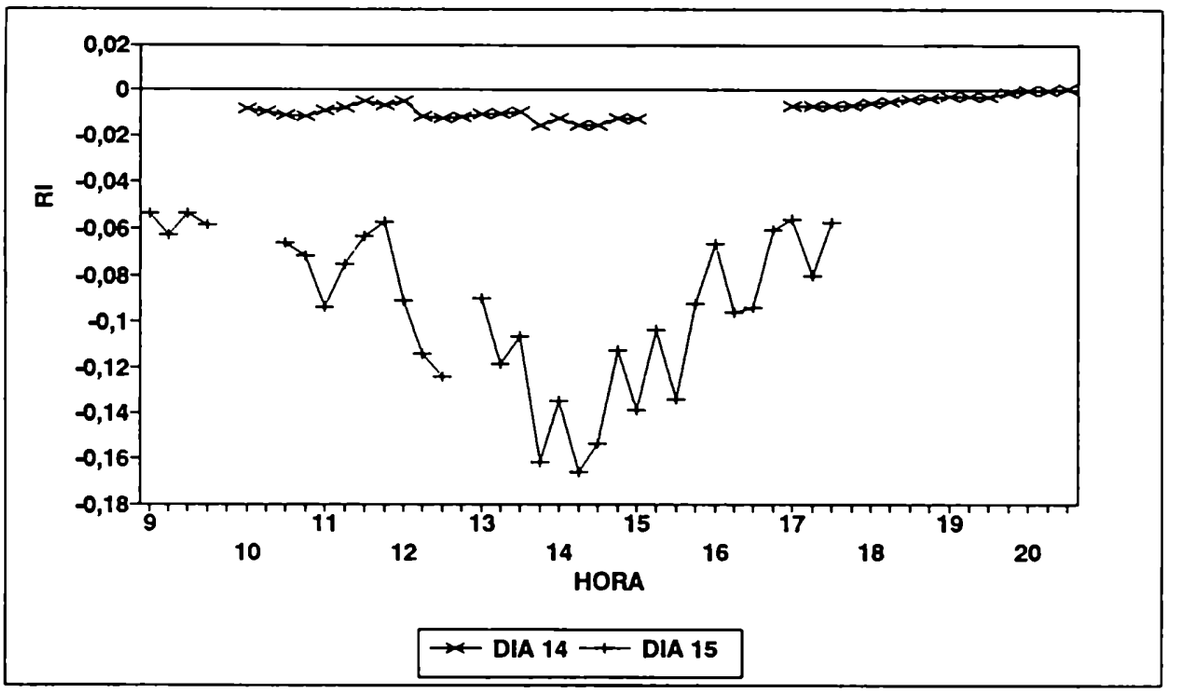

Figura V.3 *Variación temporal del número de Richardson (Ri) correspondientes a los días 14 y 15 de diciembre de 1982*

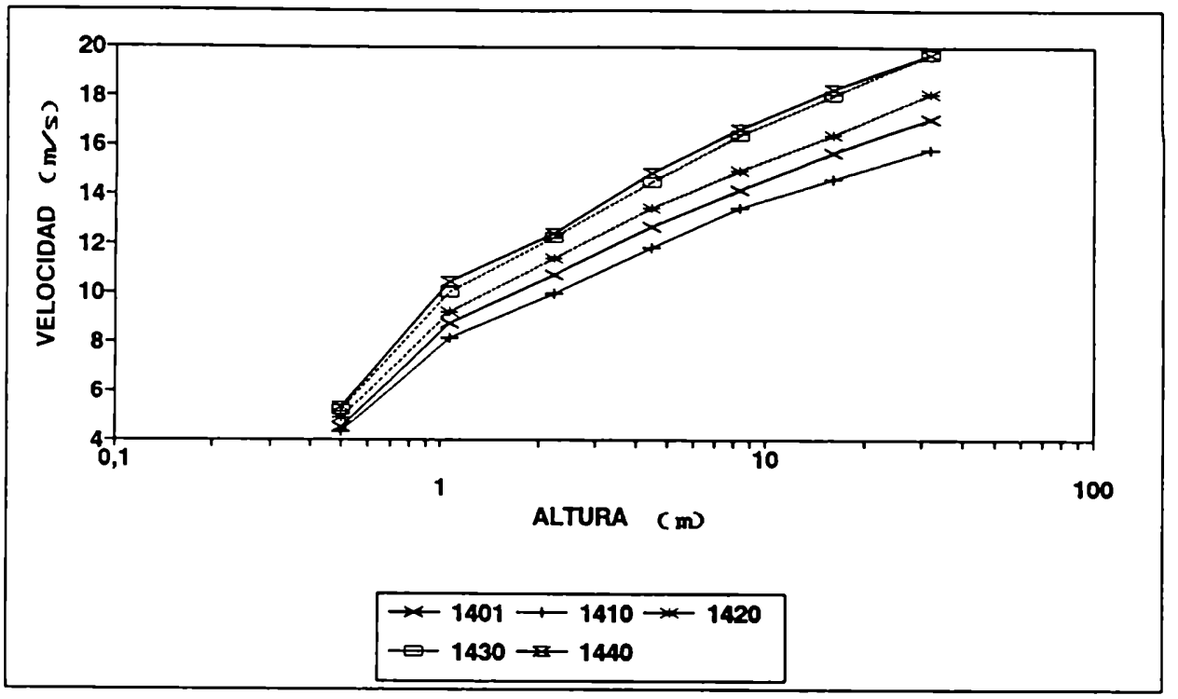

Figura V.4: *Perfiles verticales de la velocidad del viento (rondas 1401,1410,1420,1430 y 1440*

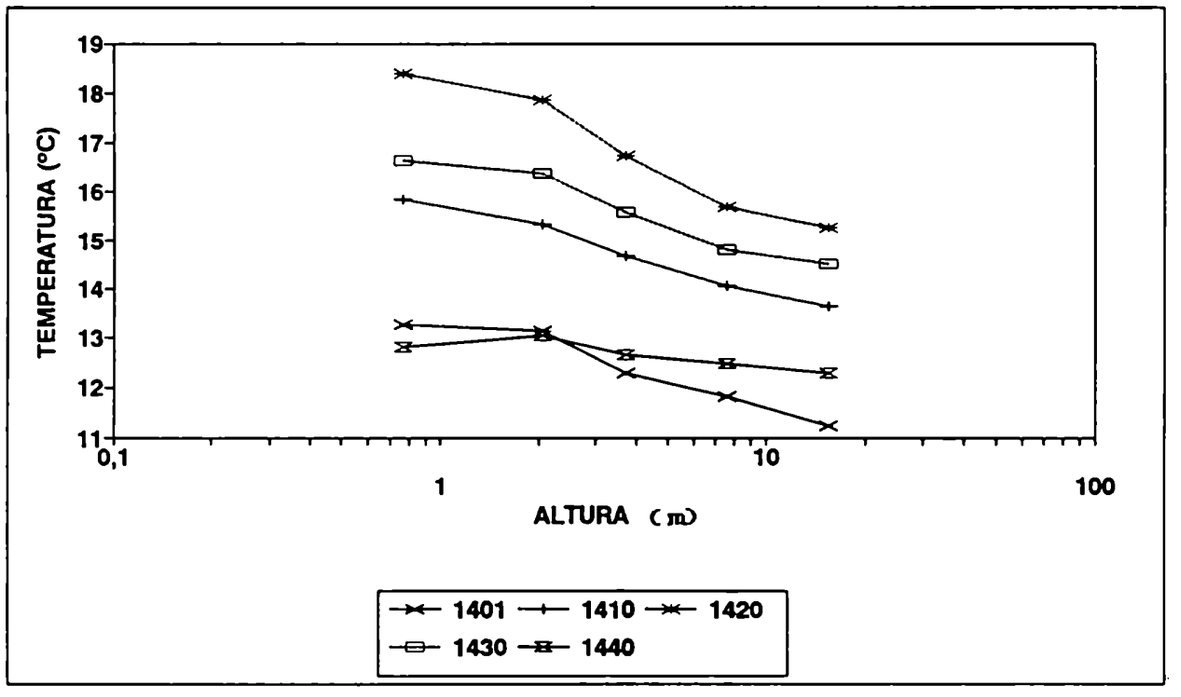

Figura V.5: *Perfiles verticales de la temperatura del aire, rondas 1401,1410,1420,1430 y 1440*

En las Figuras V.1a) y b), en las cuales se grafican la variaciones temporales de la velocidad del viento, se observa que, a todas las alturas de observación, la velocidad sigue un mismo patrón, que la misma aumenta con la altura, y es de mayor magnitud el día 14 que el día 15. Por otro lado, la evolución de velocidad correspondiente a 8.3 metros, se aparta de los patrones antes mencionados a partir de las 20.30 hs del día 14 y hasta las 11.15 hs del día 15. Las rondas de observación que comprenden estos datos fueron descartadas a partir de las conclusiones obtenidas del análisis estadístico descripto en el punto V.3.

En las Figuras V.2a) y b), en las cuales se grafican las variaciones temporales de la temperatura a distintas alturas para los días 14 y 15 de diciembre, se observa que la temperatura disminuye con la altura en ambos casos, excepto durante las últimas observaciones del día 14 donde existe una tendencia hacia las condiciones isotérmicas; en este caso se evidencia la onda diaria con un máximo de temperatura a aproximadamente las 15 hs, mientras que durante el día 15 la misma aumenta entre las 9 y 17 hs. En las curvas de temperatura correspondientes a 0.8 metros de altura del día 15, se observan datos faltantes entre las 15.15 hs y las 16.45 hs que se han perdido por errores en el registro de la información.

En la Figura V.4 y V.5, se presentan los perfiles verticales de la velocidad del viento y de la temperatura correspondientes a cinco rondas (1401, 1410, 1420, 1430 y 1440) que muestran un patrón representativo del comportamiento de los mismos durante el día 14 (condiciones de estabilidad neutral) y el día 15 (levemente inestable). En todos los casos la velocidad aumenta con la altura siguiendo una ley aproximadamente logarítmica a partir de un nivel dado, detectándose un cambio de gradiente notable a alturas menores. La temperatura disminuye con la altura siguiendo una ley aproximadamente logarítmica con un comportamiento singular cerca de la superficie donde se observa una disminución de los gradientes.

V.2. EVALUACION DE LOS DATOS DE TEMPERATURA DEL AIRE

Para detectar errores de medición o registro en los datos de temperatura del aire en cada uno de los niveles de observación, se consideró, como primera aproximación, que, dado que las condiciones de estabilidad atmosférica son muy cercanas a la neutralidad, se puede suponer que las variaciones verticales de la temperatura están adecuadamente representadas por perfiles logarítmicos resultante de la aplicacion de la ecuación (III.15)

na condiciones neutrales ($\psi_h(z/L) = 0$):

$$T_2 - T_1 = \frac{T^*}{k} \ln \frac{z_2}{z_1} \qquad (V.5)$$

De donde resulta:

$$\frac{T_2 - T_1}{\ln \frac{z_2}{z_1}} = \frac{T^*}{k} = A_{ti} = \text{constante} \qquad (V.6)$$

Se calcularon los valores $\bar{A}_t = 1/n \sum A_{ti}$ para cada ronda donde los A_{ti} son obtenidos mediante la ecuación (V.6) para distintos pares de alturas z1, z2.

Se calculó el parámetro ($A_{ti} - \bar{A}_t$) para todas las rondas. Su distribución se observa en el diagrama tallo-hoja que se presenta en la Tabla V.5.

```
    DIAGRAMA TALLO-HOJA DE LA VARIABLE TEMPERATURA, N = 542

    VALOR MINIMO:        -122.00
    CUARTO INFERIOR:      -24.00
    MEDIANA:                0.00
    CUARTO SUPERIOR:       16.00
    VALOR MAXIMO:          91.00

    -12    2
    -10    6
     -9    7411
     -8    95
***OUTSIDE VALUES***
     -8    2
     -7    710
     -6    99964322110000
     -5    988854333332110
     -4    9998888876655443222110000
     -3    999988888877776666654433322222211111000000
     -2 H  99988887777777776665555444443333222222221111000000
     -1    9999998888877777766666555444444333333322222111111110000000
     -0 M  998888777666655554444444444333333322222222222211111
      0    000000111112222222223333333344555555555555666666777777777*
      1 H  00000000001111111111122222233333333344444444445555555556666*
      2    000001111122222455666777789
      3    000111223334444556666667889
      4    00000011112333345567778889
      5    1223344555567778889
      6    22345578
      7    00111566
***OUTSIDE VALUES***
      8    0
      9    1
```

Tabla V.5: *Diagrama tallo-hoja correspondiente a los apartamientos de los valores de Ati (°C) respecto de su valor medio ($\bar{A}t$) para cada ronda observacional*

En la Tabla V.5 se detectan escasos datos anómalos que cuando son analizados en función de la altura no evidenciaron un comportamiento singular para ninguna de ellas.

V.3. EVALUACION DE LOS DATOS DE VELOCIDAD DEL VIENTO

Para el tratamiento de los datos de velocidad del viento, se consideró, como en el caso anterior, que, dado que las condiciones de estabilidad atmosférica son muy cercanas a la neutralidad, se puede suponer que las variaciones verticales de velocidad del viento están adecuadamente representadas por el perfil logarítmico resultante de la ecuación (III.20) para condiciones neutrales ($\psi_m(z/L) = 0$):

$$u_2 - u_1 = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z_2 - d}{z_1 - d} \qquad (V.7)$$

De donde resulta:

$$\frac{u_2 - u_1}{\ln \frac{z_2 - d}{z_1 - d}} = \frac{u_*}{k} = Au_i = \text{constante} \qquad (V.8)$$

Para la obtención de los valores Au_i para cada ronda observacional, se requiere la determinación previa del parametro d (desplazamiento de plano cero)

V.3.1. El desplazamiento del plano cero

Cuando el viento sopla sobre una superficie rugosa con obstáculos porosos, permeables al flujo de aire, se produce una transferencia de cantidad de movimiento dentro de la capa de aire con obstáculos y hacia la superficie y el perfil de velocidad del viento se modifica, observándose un desplazamiento a un nuevo plano de referencia, el llamado desplazamiento de plano cero (d) (Abtew y otros 1989), que se puede definir como el nivel medio de absorción de cantidad de movimiento dentro de la cobertura rugosa (Raupauch, 1979). Para su obtención es necesaria una modificación de la escala de altura mediante el parámetro d que permita ajustar los perfiles de viento reales al perfil logarítmico (Thom 1971, Abtew 1989).

Para su cálculo se utilizaron todos los perfiles verticales de velocidad del viento que, de acuerdo al número de Ri se producían en condiciones cercanas a la neutralidad ($|Ri| < 0.03$)

Se utilizó para su estimación dos procedimientos:

i. Método Gráfico

En cada ronda analizada, se graficó la velocidad del viento (u) en función del logaritmo de la altura corregida con el desplazamiento de plano cero (ln (z - d)), donde se le asignan a d distintos valores hasta obtener una relación lineal. El valor medio de desplazamiento de plano cero obtenido fue:

$$d = 0.405 \text{ m} \quad \sigma = \mp 0.02 \text{ m}$$

ii. Método analítico

En condiciones neutrales se verifica:

$$u_2 - u_1 = (u_* / k) \ln ((z_2 - d) / (z_1 - d)) \qquad (V.9)$$

$$u_4 - u_3 = (u_* / k) \ln ((z_4 - d) / (z_3 - d)) \qquad (V.10)$$

Dividiendo ambas ecuaciones resulta:

$$\frac{u_3 - u_2}{u_2 - u_1} = \frac{\ln \frac{z_3 - d}{z_2 - d}}{\ln \frac{z_2 - d}{z_1 - d}} = \alpha_t \qquad (V.11)$$

A partir de la ecuación (V.11), se trazaron las curvas teóricas de $\alpha_t = f(d)$ para todos los espesores definidos por las ternas z_1, z_2, z_3 de la Tabla V.6

z_1	z_2	z_3
0.5	1.1	2.2
1.1	2.2	4.5
2.2	4.5	8.3
4.5	8.3	16.2
8.3	16.2	32.0

Tabla V.6: *Ternas de alturas z_1, z_2, z_3 utilizadas en la ecuación (V.11)*

Por otro lado se calcularon, para cada ronda de observación y para cada espesor, el valor de α_m a partir de los datos medidos tal que:

$$\alpha_m = \frac{u(z_3) - u(z_2)}{u(z_2) - u(z_1)} \qquad (V.12)$$

El desplazamiento de plano cero obtenido para cada espesor es estimado mediante las funciones $\alpha_i = f(d)$ obtenidas teóricamente (ecuación V.12). El valor finalmente considerado resulta de promediar los valores de d calculados para todos los espesores de cada ronda de observación.

Los valores de desplazamiento de plano cero medio obtenido ($\bar{d}$) es de 0.39 m con un desvío (σ) de $\mp$ 0.025m, valor que será utilizado en adelante para la evaluación de los perfiles verticales de velocidad del viento.

V.3.2. Análisis de los datos

Se calcularon los valores $\bar{A}_u = 1/n \sum A_{ui}$ para cada ronda, donde los A_{ui} son obtenidos mediante la ecuacion (V.8) para distintos pares de alturas (z_1,z_2).

Se encontraron las diferencias ($A_{ui} - \bar{A}_u$) para todas las rondas y su distribución se observa en el diagrama tallo-hoja de la Tabla V.7. Del análisis del diagrama se concluye que existe una cantidad de datos anómalos que es necesario evaluar. Para ello se analizaron los valores ($A_{ui} - \bar{A}_u$) para las distintas capas evaluadas y para todas las rondas de observación cuyos valores se incluyen en la Tabla V.8.

De su análisis se observa que, los valores anómalos ($|A_{ui} - \bar{A}_u| > 59$cm/seg) se detectan en los espesores que incluyen el dato de velocidad del viento a 8.30 metros de altura correspondiente a las rondas 1444 y 1445 y desde la 1501 a 1509. Debido a ello, estas fueron consideradas "sospechosas" y no han sido utilizadas en el presente trabajo.

Además, se han descartado las rondas 1422 a 1428 pues en ellas no se contó con la información de temperatura del aire a 0.8 metro de altura debido a lo cual no se puedo estimar el número de Richardson.

```
DIAGRAMA TALLO-HOJA DE LA VARIABLE VIENTO. N = 880

VALOR MINIMO:        -797.00
CUARTO INFERIOR       -15.00
MEDIANA:               -1.50
CUARTO SUPERIOR:       13.50
MAXIMO:               783.00

  -79   7
  -77   4
  -75   1
  -74   6
  -71   2
  -66   6
  -59   3
  -35   5
  -34   83
  -33   6
  -32   2
  -30   8
  -29   9
  -26   1
  -21   2
  -13   11
  -12   5
   -9   2
   -7   95
   -6   541
   -5   9
***OUTSIDE VALUES***
   -5   7765
   -5   42100
   -4   98888887666
   -4   4442221000
   -3   98777666555555
   -3   4433322222111111000
   -2   99998887777777777666666666555555
   -2   444433333333333332222222221111111111111111110000000000
   -1 H 99999999999988888877777777776666666666666665555555555555555
   -1   444444444444333333333333222222222221111111111111111110000*
   -0   99999999999999999988888888888888888877777777777777777776666*
   -0 M 444444444433333333333333322222222222222222222211111111111*
    0   000000000111111111111111111122222222222222222233333333333*
    0   555555555555555566666666666666666677777777778888888888888*
    1 H 000000000111111111111111111122222222222333333333344444444
    1   555555555555555666666677777777788888899999999999
    2   000000011112222222333344444 4
    2   555555556666666677777788999 9
    3   001122222223444
    3   555566666778888889999 9
    4   00111112223444
    4   5555666666677889
    5   022
    5   566
***OUTSIDE VALUES***
    5   889
    6   01445778
    7   02
   10   14
   14   45
   22   2
   28   2
   31   88
   34   3
   37   5
   38   25
   39   6
   57   8
   65   0
   68   6
   72   2
   74   5
   77   4
   78   3
```

Tabla V.7: *Diagrama tallo-hoja correspondiente a los apartamientos de los valores de Aui (cm/s) respecto a su valor medio (Au) para cada ronda observacional.*

esp.	0.5-1	1-2	2-4	4-8	8-16	16-32	0.5-2	1-4	2-8	4-16	8-32
ronda											
1401	-2	-21	31	6	-1	-17	-9	2	19	2	-9
1402	-6	-6	27	-15	11	-16	-6	8	8	-2	-3
1403	-7	-19	26	39	-7	-44	-11	1	32	16	-25
1404	0	10	32	-26	-8	-11	3	20	6	-17	-10
1405	-4	-36	41	14	-19	2	-15	-2	29	-3	-8
1406	-5	-27	22	6	-2	5	-12	-5	15	2	1
1407	-5	-39	30	45	-33	1	-17	-9	37	5	-16
1408	-20	-18	22	29	-17	0	-19	-0	25	6	-8
1409	-17	-27	17	72	-48	2	-21	-8	42	11	-23
1410	-4	-22	36	38	-27	-26	-11	3	37	5	-27
1411	-6	-9	35	-9	-35	31	-7	10	15	-22	-2
1412	-6	-23	29	15	-16	0	-12	-0	22	-1	-8
1413	9	-6	32	-8	-30	8	4	11	14	-20	-11
1414	-17	-15	15	39	-13	-15	-16	-2	26	12	-14
1415	-8	-2	61	27	-48	-40	-6	25	45	-11	-44
1416	5	-50	40	39	-26	-11	-14	-10	40	6	-19
1417	-5	1	19	4	-21	2	-3	9	12	-9	-10
1418	11	-5	46	23	-40	-42	6	17	35	-9	-41
1419	12	-4	33	3	-6	-47	6	12	19	-1	-26
1420	-8	-12	28	-1	-20	14	-9	6	15	-11	-3
1421	7	-79	36	46	4	-21	-23	-28	41	25	-8
1422	-10	-4	20	4	-16	7	-8	6	12	-6	-5
1423	-22	-18	43	46	-29	-29	-21	9	44	8	-29
1424	-2	-31	42	8	-9	-12	-12	1	27	-1	-11
1425	-19	21	67	35	-48	-75	-6	41	52	-7	-61
1426	-10	-59	41	35	-13	3	-27	-15	39	11	-5
1427	-32	-9	46	38	-29	-26	-24	15	42	4	-27
1428	18	-31	58	15	-25	-44	2	8	38	-5	-34
1429	-20	-14	30	44	-35	-10	-18	6	36	4	-23
1430	-7	-34	35	32	-21	-8	-16	-4	34	5	-14
1431	-15	-31	45	49	-54	4	-21	2	47	-3	-25
1432	-2	-64	44	32	-16	4	-23	-16	39	8	-6
1433	-6	-48	50	15	-57	59	-20	-5	34	-22	1
1434	-17	-35	55	36	-37	-7	-23	5	46	-1	-22
1435	-8	-49	64	-2	-22	17	-22	1	34	-12	-2
1436	-25	-8	7	-15	-12	64	-19	-1	-3	-14	26
1437	-31	-48	45	48	-21	1	-37	-7	46	13	-10
1438	3	-13	48	1	-55	21	-3	14	27	-27	-17
1439	1	-48	56	65	-46	-38	-16	-2	60	9	-42
1440	13	-56	68	20	-14	-40	-11	-1	46	2	-27
1441	-13	-52	27	58	-19	-5	-27	-17	41	19	-12
1442	11	-35	67	24	-65	1	-5	10	47	-21	-32
1443	-12	-46	25	25	-6	15	-24	-15	25	9	4
1444	-1	-57	52	-131	101	38	-20	-9	-32	-13	70
1445	-12	-28	38	-125	145	-33	-17	1	-36	12	56

Tabla V.8: *Apartamientos de los valores de Aui (cm/s) respecto a su valor medio en la capa para los distintos espesores (m) evaluados. Los casilleros sombreados corresponden a los valores anómalos obtenidos por el diagrama tallo-hoja de la Tabla V.7*

esp.	0.5-1	1-2	2-4	4-8	8-16	16-32	0.5-2	1-4	2-8	4-16	8-32
ronda											
1501	-9	-26	11	-774	783	-14	-15	-10	-348	17	385
1502	4	-5	11	-668	650	-16	1	2	-299	2	318
1503	5	-37	-5	-748	745	18	-9	-23	-343	12	382
1504	22	-51	17	-797	774	16	-3	-21	-355	1	396
1505	-0	-23	9	-751	722	26	-8	-9	-338	-2	376
1506	22	-19	6	-712	686	-1	8	-8	-322	-2	349
1507	29	-35	19	-593	573	-16	7	-11	-261	2	282
1508	5	-19	17	-308	316	-30	-3	-3	-131	10	144
1509	7	-21	9	-212	222	-15	-3	-8	-92	9	104
1510	11	-31	24	-19	20	-7	-3	-6	4	1	6
1511	19	-25	24	13	-20	-11	4	-4	19	-4	-15
1512	16	-20	22	-2	-15	2	3	-2	11	-9	-7
1513	13	-12	10	19	-35	9	5	-2	14	-8	-13
1514	38	-23	25	14	-50	3	17	-2	20	-18	-23
1515	19	-26	17	4	-14	4	3	-7	11	-5	-5
1516	25	-26	36	9	-30	-13	7	1	24	-11	-21
1517	26	-31	24	-16	16	-21	6	-7	5	0	-2
1518	10	-13	15	6	-1	-22	2	-1	11	3	-11
1519	26	-24	39	5	-32	-14	9	4	23	-14	-23
1520	32	-27	21	10	-0	-42	12	-6	16	5	-21
1521	19	-27	8	6	14	-23	3	-12	7	10	-5
1522	5	-21	11	23	-7	-14	-4	-7	16	8	-11
1523	8	-7	4	13	-11	-6	3	-2	8	1	-9
1524	26	-10	16	5	-16	-23	13	1	11	-5	-19
1525	10	15	8	3	-13	-25	11	12	5	-6	-19
1526	2	-8	-1	12	-11	7	-1	-5	5	0	-2
1527	11	-15	8	18	-21	-1	2	-5	13	-1	-11
1528	12	-15	13	19	-14	-16	2	-3	15	2	-15
1529	15	-3	20	15	-9	-46	9	7	18	3	-28
1530	24	-20	9	6	-10	-7	9	-7	8	-3	-9
1531	28	-33	18	11	-18	-2	7	-11	15	-4	-10
1532	21	-7	27	-15	-13	-13	11	8	8	-14	-13
1533	6	14	32	-9	-21	-26	9	22	13	-15	-24
1534	23	-22	11	26	-32	-4	8	-7	18	-3	-18
1535	20	-36	0	17	-5	8	1	-20	8	6	2

Tabla V.8: (Continuación) *Apartamientos de los valores de Aui (cm/s) respecto a su valor medio en la capa para los distintos espesores (m) evaluados. Los casilleros sombreados corresponden a los valores anómalos obtenidos por el diagrama tallo-hoja de la Tabla V.7*

CAPITULO VI

APLICACION DE LOS MODELOS PARA LA CAPA DE SUPERFICIE DE LA ATMOSFERA BASADOS EN LA HIPOTESIS DE LA SEMEJANZA EULERIANA A LAS CONDICIONES DE LA EXPERIENCIA OBSERVACIONAL DE PAMPA DEL CASTILLO

Con el objeto de evaluar la validez de los modelos para la capa de superficie de la atmósfera basados en la hipótesis de la semejanza euleriana que fueron introducidos en el Capítulo III, a las condiciones de la experiencia observacional descripta en el Capítulo IV, se aplicaron los perfiles adimensionales de viento y temperatura propuestos por Businger y otros (1971) para superficies aerodinámicamente lisas y las corregidas por desplazamiento de plano cero para superficies rugosas.

De acuerdo a lo expuesto en el Capítulo III, la variación vertical de la velocidad del viento y de la temperatura se expresan como:

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_*}{k\,z}\,\phi_m(\xi) \qquad (VI.1)$$

$$\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{T_*}{k\,z}\,\phi_H(\xi) \qquad (VI.2)$$

donde ϕ_m y ϕ_h son los perfiles adimensionales de velocidad del viento y de la temperatura,

$$\xi = z / L ,$$

y donde L está definida mediante:

$$L = T_o\, u_*^2 / (g\, k\, T_*) \qquad (VI.3)$$

Debido a que las condiciones cercanas a la neutral y levemente inestable predominaron durante la experiencia la formas ϕ_m y ϕ_h propuestas por Businger y otros (1971) son:

$$\phi_m(\zeta) = (1 - 15\,\xi)^{-1/4} \qquad (VI.4)$$

$$\phi_h(\zeta) = 0.74\,(1 - 9\,\xi)^{-1/2} \qquad (VI.5)$$

para $-2 < \xi < 0$

Reemplazando la ecuación VI.4 en VI.1 y VI.5 en VI.2 e integrando, entre dos alturas z_1 y z_2 resultan:

$$u(z_2) - u(z_1) = \frac{u_*}{k}\left[\ln\frac{z_2}{z_1} - \psi_m(\xi_2) + \psi_m(\xi_1)\right] \qquad (VI.6)$$

$$T(z_2) - T(z_1) = \frac{T_*}{k}\left[\ln\frac{z_2}{z_1} - \psi_h(\xi_2) + \psi_h(\xi_1)\right] \qquad (VI.7)$$

donde ψ_m y ψ_h son las funciones integradas de los perfiles adimensionales de viento y temperatura tal que (ver Panofsky y Dutton, 1984)

si $z/L < 0$

$$\psi_m(x) = \ln(1+x^2/2)+2\ln(1+x/2)-2\arctan x + \pi/2 \qquad (VI.8)$$

donde $x = (1 - 15\,\xi)^{1/4}$

$$\psi_h(y) = 2\ln((1+y)/2) \qquad (VI.9)$$

donde $y = (1 - 9\,\xi)^{1/2}$

Para la determinación de los perfiles de viento y temperatura se evaluaron u_*, T_* y L mediante las ecuaciones (VI.1) a (VI.9) y utilizando el método iterativo propuesto por Berkowicz y Prahm (1982), para distintos pares de valores (z_1, z_2), de acuerdo con el siguiente esquema:

i. Partiendo de $1/L = 0$, se calcularon u_* y T_* utilizando las ecuaciones (VI.1) y (VI.2) donde:
$\partial u / \partial(\ln z) \cong \Delta u / \Delta(\ln z)$ y $\partial T / \partial(\ln z) \cong \Delta T / \Delta(\ln z)$

ii. Con los valores calculados en (i), se estimó L mediante la ecuación (VI.3).

iii. Se calcularon $\phi_m(\xi)$ y $\phi_h(\xi)$ para las alturas promedio $\bar{z}$, tal que $\bar{z} = (z_1 \cdot z_2)^{1/2}$ utilizando las expresiones (VI.4) y (VI.5).

iv. Con los valores obtenidos de ϕ_m y ϕ_h se calculan los nuevos u_*, T_* y L de acuerdo a lo expresado en el punto (i).

El cálculo se continuó hasta que dos valores sucesivos de $1/L$ diferan entre sí en 10^{-2}.

Con los valores finales de u_*, T_* y L se calcularon los perfiles verticales de velocidad de viento $u(z)$ y de temperatura $T(z)$ mediante las ecuaciones (VI.6) y (VI.7). Los resultados se incluyen en la Tabla VI.1 como Modelo I

Cuando se considera la corrección por desplazamiento del plano cero (d) para la velocidad del viento, se utiliza la

	(MI)	sin correc.		(MII)	con correc.	
	u*	T*	l/L	u*	T*	l/L
	m/s	oC	1/m	m/s	oC	1/m
1401	1.17	-0.31	-0.0030	0.84	-0.35	-0.0021
1402	1.15	-0.41	-0.0038	0.82	-0.43	-0.0043
1403	1.16	-0.40	-0.0036	0.83	-0.41	-0.0056
1404	1.11	-0.46	-0.0045	0.80	-0.45	-0.0068
1405	1.11	-0.32	-0.0031	0.82	-0.31	-0.0048
1406	1.19	-0.32	-0.0027	0.86	-0.31	-0.0018
1407	1.18	-0.23	-0.0020	0.87	-0.22	-0.0003
1408	1.02	-0.21	-0.0024	0.75	-0.19	-0.0035
1409	1.07	-0.20	-0.0021	0.81	-0.19	-0.0007
1410	1.08	-0.38	-0.0039	0.79	-0.36	-0.0069
1411	1.12	-0.47	-0.0045	0.86	-0.44	-0.0066
1412	1.15	-0.44	-0.0039	0.85	-0.43	-0.0060
1413	1.15	-0.42	-0.0036	0.85	-0.40	-0.0057
1414	1.31	-0.47	-0.0033	0.96	-0.45	-0.0049
1415	1.18	-0.44	-0.0038	0.87	-0.44	-0.0054
1416	1.03	-0.41	-0.0046	0.76	-0.40	-0.0077
1417	0.97	-0.35	-0.0043	0.72	-0.32	-0.0070
1418	1.00	-0.48	-0.0057	0.73	-0.49	-0.0097
1419	1.03	-0.45	-0.0051	0.72	-0.45	-0.0079
1420	1.22	-0.55	-0.0044	0.91	-0.54	-0.0060
1421	1.36	-0.51	-0.0033	0.97	-0.50	-0.0036
1429	1.14	-0.27	-0.0025	0.84	-0.24	-0.0032
1430	1.32	-0.35	-0.0024	0.96	-0.33	-0.0030
1431	1.32	-0.36	-0.0025	0.99	-0.33	-0.0032
1432	1.36	-0.31	-0.0020	0.98	-0.30	-0.0006
1433	1.25	-0.27	-0.0020	0.97	-0.26	-0.0006
1434	1.27	-0.25	-0.0019	0.94	-0.24	-0.0015
1435	1.31	-0.21	-0.0015	0.96	-0.20	-0.0005
1436	1.36	-0.19	-0.0012	1.03	-0.18	-0.0026
1437	1.46	-0.17	-0.0009	1.07	-0.16	-0.0001
1438	1.31	-0.14	-0.0010	0.97	-0.13	-0.0012
1439	1.27	-0.14	-0.0010	0.91	-0.14	-0.0011
1440	1.30	-0.08	-0.0005	0.90	-0.09	-0.0266
1441	1.26	-0.06	-0.0005	0.90	-0.07	-0.0210
1510	0.51	-0.41	-0.0190	0.38	-0.51	-0.0364
1511	0.59	-0.57	-0.0199	0.45	-0.65	-0.0323
1512	0.57	-0.51	-0.0188	0.45	-0.57	-0.0303
1513	0.54	-0.68	-0.0284	0.44	-0.69	-0.0435
1514	0.57	-0.81	-0.0300	0.46	-0.81	-0.0435
1515	0.59	-0.90	-0.0315	0.47	-1.02	-0.0556
1516	0.64	-0.90	-0.0269	0.50	-1.00	-0.0483
1517	0.67	-0.80	-0.0217	0.48	-1.00	-0.0472
1518	0.59	-0.98	-0.0337	0.45	-1.26	-0.0725
1519	0.61	-0.91	-0.0292	0.50	-1.00	-0.0526
1520	0.55	-0.83	-0.0327	0.39	-1.10	-0.0735
1521	0.58	-0.77	-0.0276	0.42	-1.00	-0.0625
1522	0.50	-0.76	-0.0358	0.40	-0.88	-0.0752
1523	0.47	-0.73	-0.0392	0.40	-0.84	-0.0775
1524	0.54	-0.79	-0.0320	0.41	-0.98	-0.0610
1525	0.51	-0.99	-0.0463	0.39	-1.26	-0.0980
1526	0.55	-0.73	-0.0291	0.44	-0.82	-0.0485
1527	0.54	-0.81	-0.0331	0.44	-0.90	-0.0588
1528	0.54	-0.69	-0.0282	0.42	-0.82	-0.0515
1529	0.64	-0.70	-0.0206	0.46	-0.84	-0.0431
1530	0.58	-0.69	-0.0242	0.44	-0.79	-0.0420
1531	0.61	-0.64	-0.0205	0.47	-0.71	-0.0301
1532	0.59	-0.67	-0.0227	0.44	-0.78	-0.0365
1533	0.58	-0.72	-0.0252	0.45	-0.83	-0.0437
1534	0.58	-0.58	-0.0199	0.46	-0.84	-0.0267
1535	0.63	-0.43	-0.0128	0.48	-0.47	-0.0194

Tabla VI.1 *Valores de u* , T* y L obtenidos a partir de la metodología propuesta por Bercowicz y Prahn (1982) con y sin corrección por desplazamiento de plano cero*

misma metodología propuesta en el Modelo I, donde los perfiles adimensionales utilizados son los de Businger y otros (1971) y donde la Ecuación (VI.6) es reemplazada por la siguiente expresión (ver Capítulo III):

$$u(z_2) - u(z_1) = \frac{u^*}{k}\left[\ln\frac{z_2 - d}{z_1 - d} - \psi_m(\xi'_2) + \psi_m(\xi'_1)\right] \qquad (VI.10)$$

donde $\xi_i = (z_i - d) / L$

Para la experiencia de Pampa del Castillo el valor medio de desplazamiento de plano cero utilizado fue d = 0.39 ± 0.025m (ver Capítulo V). Los valores de u_* , T_* y L obtenidos por el método iterativo de Bercowicz y Prahm (1984) se incluyen en la Tabla VI.1 como Modelo II.

Para evaluar la bondad de estos dos modelos para describir los perfiles verticales de viento y temperatura obtenidos durante la experiencia, se calcularon los parámetros estadísticos de posición y dispersión que permiten comparar cualitativamente las diferencias entre los valores medidos (Oi) y los calculados por los modelos (Pi). Los parámetros evaluados son (Fox, 1981; Willmott, 1982): Error Sesgado Medio (ESMD, la Raíz Cuadrada del Error Cuadrático Medio (RECMD, Indice de Concordancia (dd). Donde:

ERROR SESGADO MEDIO (ESMD

$$ESM = \frac{1}{N}\sum_i (P_i - O_i) \qquad (VI.11)$$

RAIZ CUADRADA DEL ERROR CUADRATICO MEDIO (RECMD

$$ECM = \left[\frac{1}{N}\sum_i (P_i - O_i)^2\right]^{1/2} \qquad (VI.12)$$

INDICE DE CONCORDANCIA (dd)

$$dd = 1 - \frac{\sum (P_i - O_i)^2}{\sum (P_i - \bar{O})^2 + (O_i - \bar{O})^2} \qquad (VI.13)$$

donde $\bar{O}$ es el promedio de los valores medidos y N el número de observaciones.

Los valores de los parámetros estadísticos obtenidos para los residuos que resultan de la estimación de la velocidad del viento con los dos modelos considerados para cada altura de medición se encuentran en las Tablas VI.2 a) y b), donde se incluye además el promedio de los valores observados (Oi) y de los estimados por el modelo (Pi). De su análisis se observa una diferencia importante cuando se considera o no la corrección por desplazamiento de plano cero.

La inclusión de la corrección (*d*) en las estimaciones mejora notablemente la bondad del modelo. La evaluación de los parámetros estadísticos para su comparación da como resultado valores del error sesgado medio y de la raíz cuadrada del error cuadrático medio de hasta un orden de magnitud menor. Esto se manifiesta además cuando se analizan los índices de concordancia; en este caso dd > 0.9, mientras que para el modelo sin corrección este varía entre 0.4 y 0.7 (ver Tablas VI.2a y b y Figura VI.1.

También, se analizaron los apartamientos relativos de las estimaciones de la velocidad del viento respecto de los valores observados. En las Tablas VI.3 a) y b) se muestra la distribución de frecuencias absolutas de los mismos para cada altura de observación. De su análisis se concluye que los errores de estimación en el modelo (M2)que contempla la corrección por desplazamiento de plano cero se distribuyen entre ± 5% para alturas mayores de 1.1 metro, mientras que para alturas menores el modelo siempre subestima, siendo el apartamiento relativo entre 15 y 25 %. Cuando este análisis se lleva a cabo respecto al modelo M1, se encuentra que los mismos llegan a sobrestimar entre el 130 y 150 % para alturas menores de 1 metro y a sobrestimar en un 30% a alturas mayores

En la Figura VI.1 se observa la variación vertical de la raíz del error cuadrático medio y del índice de concordancia (dd) para cada modelo notándose, además de las diferencias mencionadas anteriormente, una singularidad en el comportamiento de los parámetros a 1 metro de altura. Entre 0.5 y 1.1 m se produce una disminución notable de los errores y un aumento del índice de concordancia. Para alturas mayores que 1.1 m, los errores aumentan levemente con la altura mientras que el índice de concordancia se mantiene constante.

Para $z \leq 1.1$ m, el comportamiento de los residuos sugiere que el modelo utilizado no es adecuado para la descripción de los perfiles verticales de velocidad del viento en las condiciones de la experiencia en Pampa del Castillo. Por otro lado, de acuerdo

a)	SIN CORRECCION POR DESPLAZAMIENTO DE PLANO CERO						
ALTURA (m)	0.5	1.1	2.2	4.5	8.3	16.2	32.0
ESTIMADO (m/s)	8.91	10.87	12.74	14.44	15.91	17.40	18.79
MEDIDO (m/s)	3.96	7.29	8.75	10.30	11.53	12.56	13.65
ESM (m/s)	-4.95	-3.58	-3.99	-4.14	-4.38	-4.84	-5.14
RECM (m/s)	5.39	3.96	4.35	4.51	4.78	5.29	5.64
dd	0.356	0.690	0.740	0.789	0.812	0.815	0.827

b)	CON CORRECCION POR DESPLAZAMIENTO DE PLANO CERO						
ALTURA (m)	0.5	1.1	2.2	4.5	8.3	16.2	32.0
ESTIMADO (m/s)	3.27	7.12	9.01	10.44	11.56	12.65	13.64
MEDIDO (m/s)	3.96	7.29	8.75	10.30	11.53	12.56	13.65
ESM (m/s)	0.69	0.17	-0.26	-0.14	-0.03	-0.10	0.00
RECM (m/s)	0.73	0.45	0.50	0.48	0.50	0.63	0.66
dd	0.895	0.991	0.993	0.996	0.996	0.995	0.996

Tabla VI.2 a y b: *Parámetros estadísticos de evaluación obtenidos para los residuos que resultan de las estimaciones de la velocidad del viento. a) Sin corrección ; b) Con corrección por desplazamiento de plano cero para cada altura.*

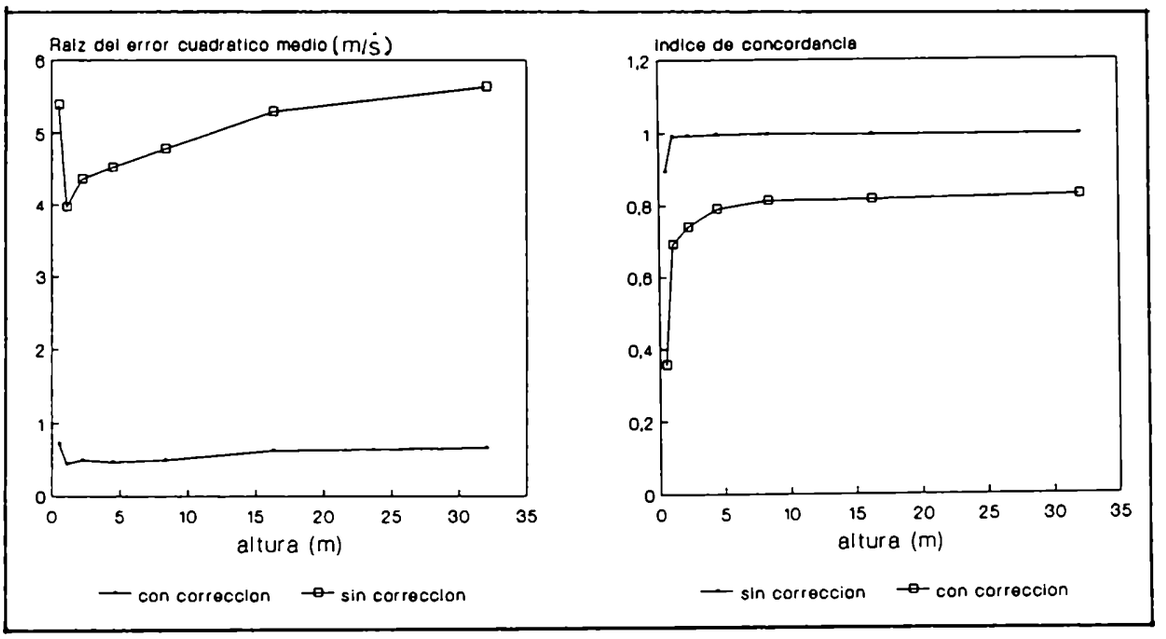

Figura VI.1: *Variación vertical del error cuadrático medio y del índice de concordancia de los perfiles de viento estimados: a) Sin corrección; b) Con corrección por desplazamiento de plano cero con los observados*

sin correccion por desplazamiento de plano cero							
altura(m) rango resid. (%)	0.5	1.1	2.2	4.5	8.3	16.3	32.0
-1.60,-1.50	8	0	0	0	0	0	0
-1.50,-1.40	10	0	0	0	0	0	0
-1.40,-1.30	13	0	0	0	0	0	0
-1.30,-1.20	3	0	0	0	0	0	0
-1.20,-1.10	4	0	0	0	0	0	0
-1.10,-1.00	5	0	0	0	0	0	0
-1.00,-0.90	6	0	0	0	0	0	0
-0.90,-0.80	5	0	0	0	0	0	0
-0.80,-0.70	3	0	0	0	0	0	0
-0.70,-0.60	2	6	0	0	0	0	0
-0.60,-0.50	1	24	15	0	0	0	0
-0.50,-0.40	0	11	27	30	19	21	18
-0.40,-0.30	0	12	13	24	34	32	34
-0.30,-0.20	0	7	5	6	7	7	8
-0.20,-0.10	0	0	0	0	0	0	0
-0.10, 0.00	0	0	0	0	0	0	0
0.00 , 0.10	0	0	0	0	0	0	0
0.10 , 0.20	0	0	0	0	0	0	0
0.20 , 0.30	0	0	0	0	0	0	0

con correccion por desplazamiento de plano cero							
altura(m) rango resid. (%)	0.5	1.1	2.2	4.5	8.3	16.3	32.0
-0.40,-0.20	0	0	0	0	0	0	0
-0.20,-0.15	0	0	0	0	0	0	0
-0.15,-0.10	0	0	2	1	0	0	0
-0.10,-0.05	0	3	20	6	2	6	4
-0.05, 0.00	0	21	23	33	34	32	33
0.00 , 0.05	0	14	7	12	14	12	13
0.05 , 0.10	8	11	8	7	9	7	7
0.10 , 0.15	15	6	0	1	1	3	2
0.15 , 0.20	13	5	0	0	0	0	1
0.20 , 0.25	10	0	0	0	0	0	0
0.25 , 0.30	4	0	0	0	0	0	0
0.30 , 0.35	8	0	0	0	0	0	0
0.35 , 0.40	2	0	0	0	0	0	0
0.40 , 0.45	0	0	0	0	0	0	0

Tabla VI.3: *Distribución de frecuencias para los residuos de estimación de la velocidad del viento mediante los modelos de capa de superficie atmosférica, a) sin corrección, y b) con corrección por desplazamiento del plano cero*

con los estudios realizados por varios autores (Monteith, 1973; Lettau 1974; Kustas y otros, 1989; Abtew y otros, 1989) (ver Capítulo III) la relación del desplazamiento de plano cero respecto a la altura de los obstáculos (d/H) es del orden de 0.63 a 0.77 y disminuye con la densidad de la cobertura y cuando aumenta la velocidad del viento (ver Kustes y otros, 1989), por lo que los valores obtenidos en la experiencia (d=0.39m) sugieren la presencia de rugosidades del orden de 60cm a 1 metro que no coincide con las características y densidad de la vegetación presente en el lugar de la experiencia (ver Capítulo IV).

Debido a lo expuesto, y teniendo en cuenta las consideraciones realizadas en los Capítulo II y III sobre las condiciones necesarias para el comienzo del proceso de erosión eólica, presentes durante la realización de la experiencia (Ver Capítulo IV), se postula que las diferencias encontradas en la aplicación del perfil de viento respecto de los datos observacionales puede deberse a la presencia, además de la escasa cobertura vegetal, de una capa de partículas en saltación que actúan como sumidero de cantidad de movimiento.

En base al análisis anterior es posible concluir que los modelos válidos para describir la capa de supeficie atmosférica, no parecen ser extrapolables a la descripción de los perfiles de viento en las condiciones de la experiencia en Pampa del Castillo. Los mismos representan la forma de los perfiles para alturas donde la influencia de esta capa es despreciable. Aunque se aceptara una mayor tolerancia en el error de estimación de la velocidad del viento, la validez de dichos modelos, inclusive los modificados por el desplazamiento de plano cero (d), se encuentra restringida a $z > d$ (ver ecuación VI.10).

Por otro lado, cuando se evalúa el comportamiento de los modelos para la estimación de los perfiles verticales de temperatura y se lo compara con los datos observacionales (Tabla VI.4), se observa que las diferencias son pequeñas y los valores de los índices de concordancia son mayores que 0.97 en todas las alturas.

En base al análisis anterior, se considera que los modelos válidos para la capa de superficie atmosférica utilizados son aptos para describir los perfiles verticales de temperatura en las condiciones analizadas, mientras que queda planteada la necesidad de aplicar otro tipo de modelos para describir en forma adecuada la variación vertical de la velocidad del viento para su estimación a alturas menores.

	ALTURA (m)	0.8	2.1	3.7	7.6	15.5
	ESTIMADO (°C)	15.61	14.34	13.65	12.96	12.47
A PARTIR DE	MEDIDO (°C)	15.61	15.08	14.33	13.58	13.23
0.8 m	ESM (°C)	0.00	-0.74	-0.67	-0.62	-0.76
	RECM (°C)	0.00	0.77	0.74	0.69	0.81
	dd	1.000	0.956	0.973	0.984	0.983
	ESTIMADO (°C)	16.35	15.08	14.40	13.70	13.21
A PARTIR DE	MEDIDO (°C)	15.61	15.08	14.33	13.58	13.23
2.1 m	ESM (°C)	0.74	0.00	0.07	0.12	-0.01
	RECM (°C)	0.77	0.00	0.20	0.24	0.21
	dd	0.954	1.000	0.997	0.998	0.999
	ESTIMADO (°C)	16.28	15.01	14.33	13.63	13.14
A PARTIR DE	MEDIDO (°C)	15.61	15.08	14.33	13.58	13.23
3.7 m	ESM (°C)	0.67	-0.07	0.00	0.05	-0.08
	RECM (°C)	0.74	0.20	0.00	0.16	0.28
	dd	0.958	0.997	1.000	0.999	0.998
	ESTIMADO (°C)	16.23	14.96	14.27	13.58	13.09
A PARTIR DE	MEDIDO (°C)	15.61	15.08	14.33	13.58	13.23
7.6 m	ESM (°C)	0.62	-0.12	-0.05	0.00	-0.14
	RECM (°C)	0.69	0.24	0.16	0.00	0.25
	dd	0.962	0.995	0.998	1.000	0.998
	ESTIMADO (°C)	15.78	14.74	14.18	13.62	13.23
A PARTIR DE	MEDIDO (°C)	15.61	15.08	14.33	13.58	13.23
DE 15.5 m	ESM (°C)	0.18	-0.34	-0.14	0.04	0.00
	RMSE (°C)	0.26	0.38	0.25	0.17	0.00
	dd	0.994	0.988	0.998	0.999	1.000

Tabla VI.4: *Parámetros estadísticos obtenidos para los residuos que resultan de la estimación de la temperatura del aire obtenida a partir de distintas alturas de medición*

CAPITULO VII

EL MODELO PROPUESTO

VII.1 INTRODUCCION

Teniendo en cuenta los resultados obtenidos en el capítulo anterior, y dado el antecedente que ya Bagnold (1941) (ver Chepil,1945a), Chepil (1945a), Owen (1964), y más tarde Gerety y Slingerland (1982), Scott y Carter (1986), Anderson y Haff (1991), Raupauch (1991), Sorensen (1991), McEwan y Willetts (1991), observaron desviaciones respecto del perfil logarítmico del viento cuando, en condiciones neutrales, la velocidad supera la velocidad umbral para el comienzo del proceso erosivo (ver Capítulo II , III y VI), se puede concluir que los modelos basados en la hipótesis de la semejanza de Monin-Obukhov no son totalmente satisfactorios en estas condiciones y es necesario introducir otros modelos que describan con mayor aproximación el perfil del viento cerca del suelo.

En este Capítulo se propone un modelo basado en la hipótesis que postula que, en condiciones de erosión del suelo por efecto del viento, se desarrolla sobre la superficie una capa de aire con partículas de suelo que se mueven en saltación y que actúan como sumidero de la cantidad de movimiento del aire producido por la distribución de áreas de arrastre generada por la presencia de las partículas en saltación y por sus desplazamientos verticales. (Ver Owen, 1964; Anderson y Haff, 1991; McEwan y Willetts, 1991 Shao y Raupach, 1992)

VII.2 Ecuaciones básicas

Como hipótesis inicial para el desarrollo del modelo se considera una analogía entre los efectos que causan sobre el flujo del aire las partículas y el que producen los componentes de una cobertura vegetal con una distribución vertical adecuada de área foliar. En ambos casos se genera distribución vertical de cantidad de movimiento.

En ausencia de partículas en saltación, suponiendo un fluido incompresible, de viscosidad constante, despreciando la fuerza de Coriolis y utilizando las aproximaciones de Boussinesq, la ecuación de cantidad de movimiento esta dada por:

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} = - \frac{\partial p}{\partial x_i} + \frac{g}{T} \theta \delta_{is} + \nu \frac{\partial^2 u_i}{\partial x_j \partial x_j} \qquad \text{(VII.1)}$$

donde u_i son las componentes es la velocidad del aire,

p es la presión atmosférica,

T es la temperatura absoluta del aire,

θ es el desvío de la temperatura con respecto a la temperatura potencial del aire.

Considerando que se trata de un flujo turbulento, las variables dependientes se pueden expresar mediante la suma de su valor medio (indicado con una barra) más una perturbación (indicado con una comilla). Promediando las ecuaciones y aplicando las reglas de Reynolds, resulta:

$$\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \overline{u_i' u_j'}}{\partial x_j} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x_i} + \frac{g}{T} \theta \delta_{i3} + \nu \frac{\partial^2 \bar{u}_i}{\partial x_j \partial x_j} \qquad \text{(VII.2)}$$

donde $\frac{\partial \overline{u_i' u_j'}}{\partial x_j}$ expresa la divergencia de las tensiones de Reynolds y el transporte neto de cantidad de movimiento

Siguiendo el trabajo de Ungar y Haff (citado por Anderson y Haff, 1991) para formalizar el efecto de los granos de suelo en saltación sobre el flujo de aire, es necesario incluir en la ecuación para el balance de fuerzas sobre una parcela de aire, un término adicional (la fuerza de arrastre Fx) que actúa en la dirección del viento medio, en sentido contrario.

De acuerdo a lo expresado por Wilson y Shaw (1977) y por Wangy Takle (1995), la inclusión de este término surge de considerar que dentro de una región ocupada con obstáculos porosos, hay variables como p' y $\partial u'/\partial x_i$ que no son funciones continuas en el espacio.

Para el caso de las fluctuaciones de la presión, la presión estática es una función continua en el fluido, mientras que no lo es en el límite de un sólido , se observan marcadas variaciones que dan lugar a un arrastre de presión o de forma. Como consecuencia de esto es que el promedio y la diferencial no son operaciones conmutativas, es decir $\overline{\partial p'/\partial x_i} \neq \partial \bar{p}'/\partial x_i$, por lo que este término no puede ser anulado como en el caso anterior, debe ser retenido, y representa la suma de todas las fuerzas de presión a barlovento y sotavento de los granos de suelo en el aire.

Un análisis similar se puede realizar para el gradiente de velocidad, encontrándose que:

$$\frac{\partial}{\partial x_i}\left(-\overline{\frac{\partial u'}{\partial x_j}}\right) \neq \frac{\partial}{\partial x_i}\left(-\frac{\partial \bar{u}'}{\partial x_j}\right) \qquad \text{(VII.3)}$$

por lo que este término también puede ser conservado.

La fuerza retardante (Fx) incluida en la ecuación de movimiento resulta de la suma de estos dos términos y la ecuación (VII.2) se expresa como:

$$\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \overline{u_i' u_j'}}{\partial x_j} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial \bar{p}}{\partial x_i} + \frac{g}{T}\theta\,\delta_{i3} + \nu \frac{\partial^2 \bar{u}_i}{\partial x_j \partial x_j} + F_x \qquad \text{(VII.4)}$$

Suponiendo que:

i. La variación vertical es mucho mayor que la horizontal ($\partial/\partial x_3 >> \partial/\partial x_1$ y $\partial/\partial x_3 >> \partial/\partial x_2$)

ii. Existe estado estacionario ($\partial/\partial t = 0$)

iii. Hay condiciones de homogeneidad horizontal ($u_j\, \partial u_i/\partial x_j = 0$)

iv. Exite equilibrio hidrostático $\partial \bar{p}/\partial x_3 = -\rho g$

(las coordenadas x_i representan: $x_1 = x$, $x_2 = y$, $x_3 = z$).

La ecuación (VII.4) resulta:

$$\frac{\partial \tau}{\partial z} = F_x(z)$$

donde $\tau = \rho\, \overline{u'w'}$, es el tensor de las tensiones

Por otro lado, la fuerza de arrastre puede ser expresada en función del coeficiente de arrastre (Cd'(z)) del área de arrastre (a(z)) y de la velocidad del viento (u(z)) mediante la expresión (VII.5) obtenida por analisis dimensional

$$F_x(z) = 1/2\ \rho\ C_d'(z)\ a(z)\ u(z)^2 \qquad \text{(VII.5)}$$

VII.3 DESARROLLO DEL MODELO

De acuerdo con lo expuesto anteriormente, se plantea en condiciones de erosión, como se hace dentro de una cobertura vegetal horizontalmente homogénea, que la variación vertical de la cantidad de movimiento es proporcional al cuadrado de la velocidad del viento y al arrastre causado por los elementos sólidos, según lo expresado en la ecuación (VII.1) (Inoue, 1963; Cionco y otros, 1963; Cionco, 1965; Cowan, 1968; Thom, 1971; Kondo y Adashi, 1976).

$$\frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{\tau(z)}{\rho}\right) = \frac{1}{2}\, C_d'(z)\, a(z)\, u^2(z) \qquad \text{(VII.6)}$$

donde $C_d'(z)$ es el coeficiente de arrastre,

$a(z)$ es el área por unidad de volumen proyectada por los obstáculos dentro de la capa,

$u(z)$ es la velocidad media del viento,

$\tau(z) = \rho \overline{u'w'}$ es la tensión cortante dentro de la capa,

ρ es la densidad del aire

Se puede utilizar un esquema de clausura de primer orden representado por la relación flujo gradiente o teoría "K" (Owen, 1964; Kondo y Adashi, 1976; Pielke, 1984; Ciccone y otros 1987; Sorensen, 1991; Anderson y Haff, 1991), expresado por:

$$\frac{\tau(z)}{\rho} = K_m(z) \frac{\partial u(z)}{\partial z} \qquad \text{(VII.7)}$$

donde Km(z) es el coeficiente de intercambio turbulento de cantidad de movimiento. Introduciendo (VII.7) en (VII.6) resulta

$$\frac{\partial}{\partial z}\left[Km(z) \frac{\partial u(z)}{\partial z}\right] = \frac{1}{2} C_d'(z)\, a(z)\, u^2(z) \qquad \text{(VII.8)}$$

o también

$$\frac{\partial K_m(z)}{\partial z} \frac{\partial u(z)}{\partial z} + K_m(z) \frac{\partial u^2(z)}{\partial^2 z} = \frac{1}{2} C_d'(z)\, a(z)\, u^2(z) \qquad \text{(VII.9)}$$

La resolución de la ecuación (VII.9) requiere del conocimiento de las formas de las funciones a(z), Cd(z) y $K_m(z)$.

A continuación se describen las metodologías utilizadas para la evaluación de las mismas.

VII.3.1 Formas funcionales de los parámetros incluidos en el modelo

Las formas funcionales de los parámetros a(z), Cd'(z) y Km(z) fueron obtenidos utilizando los datos experimentales encontrados por diferentes autores y de acuerdo con los procedimientos que se describen seguidamente.

VII.3.1.1. Variación vertical del área de arrastre

Con el objeto de evaluar la forma funcional que puede adquirir la variación vertical del área de arrastre, se utilizaron los datos obtenidos en una experiencia realizada en un túnel de viento portátil en el campo (Chepil, 1945a) en condiciones de erosión eólica para distintos tipos de suelo (arcilloso, franco are-

noso y franco), para dos tipos de rugosidad superficial (lisa y rugosa).

La información utilizada es la siguiente:

-. Flujos horizontales de partículas que se mueven en saltación (F_{sl}) y en suspensión (F_{su}) medido a cuatro alturas sobre la superficie terrestre (2.5, 15.25, 30.5 y 61 cm) para distintos tipos de suelo y rugosidad superficial (ver Tabla VII.1)

-. Velocidad del viento a 30.5 cm

-. Distribución porcentual por rangos de tamaño de granos erosivos en la superficie para distintos tipos de suelo y para distintas formas de transporte (Chepil, 1945a) (ver Tabla VII.2).

Para obtener una expresión de la variación vertical del área de arrastre, se considera que el área por unidad de volumen a(z) que proyectan las partículas de suelo en el aire en la dirección del flujo a la altura z está dada por:

$$a(z) = \left[A_p \times N_p\right]_z \qquad \text{(VII.10)}$$

donde Np es el número de partículas por unidad de volumen, Ap es el área de cada partícula.proyectada en la dirección del flujo

Se supone que las partículas son esféricas (Chepil y Milne, 1941; Owen, 1964; Gillette, 1981; Iversen, 1982; Greeley y otros, 1982; Mainguet, 1985) y se considera que el número de partículas por unidad de volumen (N_p) se puede expresar como:

$$N_p(z) = C(z) \,/\, m_p \qquad \text{(VII.11)}$$

donde la concentración (C(z)) de partículas en el aire a la altura z, está dada por:

$$C(z) = F(z) \,/\, u(z) \qquad \text{(VII.12)}$$

mp es la masa de cada partícula; tal que $m_p = \rho_p V_p$

ρ_p es la densidad de la partícula (aproximadamente 1.3 gr/cm^3)

V_p es el volumen de cada partícula. ($V_p = 4 / 3\ \pi\ r^3$)

F(z) es el flujo de partículas a la altura z

Teniendo en cuenta que a(z) está dada por la contribución de las áreas de las partículas que se mueven en suspensión ($a_{su}(z)$) y saltación ($a_{sl}(z)$), resulta:

$$a(z) = a_{su}(z) + a_{sl}(z) = \frac{1.15\ [cm^3/gr]}{u(z)} \left[\frac{F_{su}(z)}{\bar{d}_{su}(z)} + \frac{F_{sl}(z)}{\bar{d}_{sl}(z)}\right] \qquad \text{(VII.13)}$$

donde $\bar{d}_{su}$ y $\bar{d}_{sl}$ son los diámetros medios de las partículas que se mueven en suspensión y en saltación, respectivamete.

SUPERFICIE LISA	ALTURA (CM)	2.5	15	30	60
EN SALTACION	ARCILLOSO	50.00	7.00	1.20	0.11
	FRANCO ARENOS	47.00	9.00	1.90	0.40
	FRANCO	65.00	13.00	3.00	0.50
SUPERFICIE LISA	ARCILLOSO	1.10	0.90	0.50	0.30
EN SUSPENSION	FRANCO ARENOS	15.00	8.00	3.50	1.10
	FRANCO	22.00	12.00	7.00	2.70
SUPERFICIE RUGOSA	ARCILLOSO	20.00	4.00	0.90	0.10
EN SALTACION	FRANCO ARENOS	17.00	4.50	1.00	0.15
	FRANCO	19.00	5.00	1.40	0.17
SUPERFICIE RUGOSA	ARCILLOSO	0.70	0.30	0.18	0.06
EN SUSPENSION	FRANCO ARENOS	6.00	4.00	1.80	0.50
	FRANCO	7.00	4.20	1.90	0.70

Tabla VII.1 *Flujo horizontal de partículas en saltación y suspensión (gr/cm2 seg) a distintas alturas sobre una superficie lisa y rugosa para distintos tipos de suelos (Chepil, 1945b)*

TIPO DE SUELO	ARCILLOSO	FRANCO-ARENO	FRANCO
DIAMETRO (mm)	%	%	%
0,83-0,42	33.50	13.30	1.10
0,42-0,25	46.10	17.30	6.00
0,25-0,15	14.90	15.10	26.40
0,15-0,10	4.00	22.30	40.50
0,00-0.10	1.50	32.00	26.00
FORMA DE TRANSPORT	%	%	%
saltación	71.90	54.50	54.70
suspensión	3.20	38.10	32.60
rodadura	24.90	7.40	12.70

Tabla VII.2: *Distribucion porcentual (%) de rangos de tamanos de granos erosivos en la superficie para distintos tipos de suelos y para distintas formas de transporte (Chepil, 1945b)*

Los valores de los flujos horizontales de las partículas (Fsl y Fsu) se obtuvieron, como se mencionó anteriormente, a partir de los datos medidos en túnel de viento por Chepil (1945b) (Tabla VII.1).

Para el cálculo del diámetro medio ($\bar{d}(z)$) en función de la altura se utilizó la siguiente expresión:

$$\bar{d}(z) = \frac{N_{sl}(z)}{N_{tot}(z)} \bar{d}sl_o + \frac{N_{su}(z)}{N_{tot}(z)} \bar{d}su_o \qquad (VII.14)$$

donde Nsl(z) y Nsu(z) son los números de partículas por unidad de volumen que se mueven en saltación y suspensión, respectivamente, y que se obtienen a partir de la ecuación (VII.11) y Ntot(z) es el número total de partículas por unidad de volumen a la altura z.

Los diámetros medios de las partículas del suelo que pueden ser transportadas en saltación (d_{sl_o}) y en suspensión (d_{su_o}), se obtuvieron como promedio pesado utilizando los datos de porcentaje de partículas que se mueven según las tres formas de transporte (suspensión, saltación y rodadura) discriminados por rango de tamaños y tipo de suelo (ver Tabla VII.3). Esta información se obtuvo a partir del análisis simultáneo de la proporción relativa de partículas que se mueven en suspensión,

RANGO DE DIAMETRO (mm)	FORMA DE TRASLADO	ARCILLOSO %	FRANCO-ARENOS %	FRANCO %
0.83-0.42	suspensión	24.9	7.4	1.1
	saltación	8.6	5.9	
0.42-0.25	suspensión			6.0
	saltación	46.1	17.3	
0.25-0.15	suspensión			5.6
	saltación	14.9	15.1	20.8
0.15-0.10	saltación	2.3	16.2	33.9
	rodadura	1.7	6.1	6.6
0.10-0.00	saltación			
	rodadura	1.5	32	26
DIAMETRO MEDIO SALT.(mm)		0.335	0.266	0.154
DIAMETRO MEDIO SUSP. (mm)		0.120	0.104	0.105

Tabla VII.3: *Relación porcentual de partículas que se mueven en saltación, suspensión y rodadura superficial por rangos de tamaños y diámetros medios para cada tipo de suelo*

saltación y rodadura que se observó sobre diferentes tipos de suelo y del porcentaje de partículas que se distribuyen en los distintos rangos de tamaños encontrados (Tabla VII.2) (Ver Chepil, 1945b).

Los valores obtenidos para cada altura, tipo de suelo y rugosidad superficial se incluyen en la Tabla VII.4

ALTURA (z/H) TIPO DE SUELO	0.04	0.24	0.48	0.96
arcilloso liso	0.027	0.018	0.014	0.012
arcilloso rugoso	0.024	0.02	0.016	0.014
franco arenoso liso	0.013	0.012	0.011	0.011
franco arenoso rugoso	0.013	0.012	0.011	0.011
franco liso	0.013	0.011	0.011	0.011
franco rugoso	0.013	0.011	0.011	0.011

Tabla VII.4: *Diámetros medios (mm) en función de la altura para distintos tipos de suelo*

Para la estimación "inicial" de la velocidad del viento u(z) a distintas alturas se utiliza la expresión (Chepil,1945b):

$$u(z) = \frac{u'_*}{k} \ln \frac{z}{z_c} + u_c \qquad \text{(VII.15)}$$

La determinación de u(z) requiere de la evaluación de u'_*, z_c y u_c, donde u'_* es la velocidad de fricción válida cuando se ha iniciado el proceso de erosión y que puede ser obtenida mediante:

$$u'_* = \frac{k\,(u(z) - u_c)}{\ln \frac{z}{z_c}} \qquad \text{(VII.16)}$$

Las coordenadas (z_c,u_c) que Bagnold (1941) (ver Chepil y Milne, 1941) denomina punto focal (Ver Capítulo II) fueron determinadas en túnel de viento en función del diámetro medio ($\bar{d}$) de las partículas en superficie. Los valores encontrados están graficados en la Figura VII.1. Los valores interpolados para los rangos de tamaños de partículas utilizados se encuentran en la Tabla VII.5. Para el cálculo de la velocidad de fricción se utilizó, además del punto focal, el valor de la velocidad del aire en el túnel de viento medida a 30.5 cm, 1117 cm/seg.

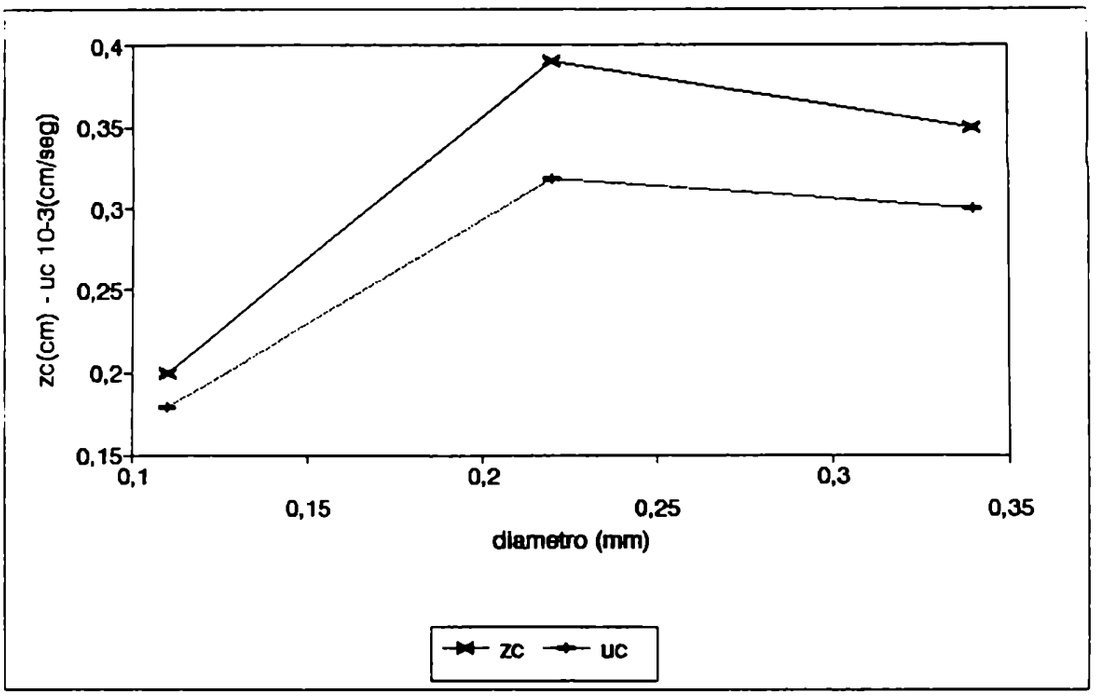

Figura VII.1: *Coordenadas del punto focal (zc,uc) en función del diámetro medio ($\bar{d}$) de las partículas de suelo en superficie*

TIPO DE SUELO	diam. medio (mm)	zc (cm)	uc (cm/s)
arcilloso	0.40	0.35	300
franco arenoso	0.23	0.39	318
franco	0.15	0.23	260

Tabla VII.5: *Diámetro medio y coordenadas (zc,uc) del punto focal para distintos tipos de suelo*

En la Tabla VII.6 se incluyen los valores de la velocidad de fricción y de la velocidad del viento obtenidos a distintas alturas sobre diferentes tipos de suelo una vez iniciado el proceso erosivo.

altura (z/H)	0.04	0.24	0.48	0.96	u*
TIPO DE SUELO	(cm/s)	(cm/s)	(cm/s)	(cm/s)	(cm/s)
arcilloso	663	990	1117	1243	75.00
franco arenoso	662	990	1117	1244	75.16
franco	682	996	1117	1239	71.90

Tabla VII.6: *Velocidad del viento y velocidad de fricción (cm./s) para distintas alturas y diferentes tipos de suelo*

De esta forma, utilizando la ecuación VII.13, y con la metodología descripta anteriormente, se estimó el área por unidad de volumen de las partículas proyectada en la dirección del flujo, para tres tipos de suelo, para superficies lisas y rugosas y para las alturas 2.5, 15.2, 30.5 y 61cm. Los valores obtenidos se incluyen en la Tabla VII.7 .

ALTURA (z/H)	0.04	0.24	0.48	0.96	AREA(10^{-3} cm^{-1})
TIPO DE SUELO					INTEGRADA
arcilloso suave	2.740	0.329	0.079	0.026	35
arcilloso rugoso	1.135	0.167	0.043	0.007	17
franco arenoso suave	7.860	7.560	0.470	0.120	113
franco arenoso rugoso	2.940	0.780	0.240	0.052	46
franco suave	7.610	1.890	0.806	0.258	136
franco rugoso	2.316	0.680	0.240	0.068	39

Tabla VII.7 *Area de arrastre por unidad de volumen ($10^{-3}cm^{-1}$) para distintas alturas para diferentes tipos de rugosidad y de suelo estimada a partir de los datos de Chepil (1945b)*

Con el objeto de encontrar una función que describa a(z) permitiendo la integración de la ecuación (VII.9) y sea a la vez representativa del comportamiento de la distribución vertical del área de arrastre en los distintos tipos de suelo y rugosidad superficial, se propone la siguiente expresión basada en la presentada por Kondo y Adashi (1976):

$$a\,(z/H) = (1 - z/H)\, e^{A + B\, z/H} \qquad \text{(VII.17)}$$

donde los valores de A y B, fueron obtenidos ajustando los datos medidos por Chepil (1945b) sobre distintos tipos de suelo y rugosidad y se incluyen en la Tabla VII.8 juntamente con los coeficientes de determinación para cada caso. En la Figura VII.2 se representa la ecuación (VII.17) conjuntamente con los valores de área de arrastre obtenidos en la experiencia en túnel de viento (Tabla VII.7)

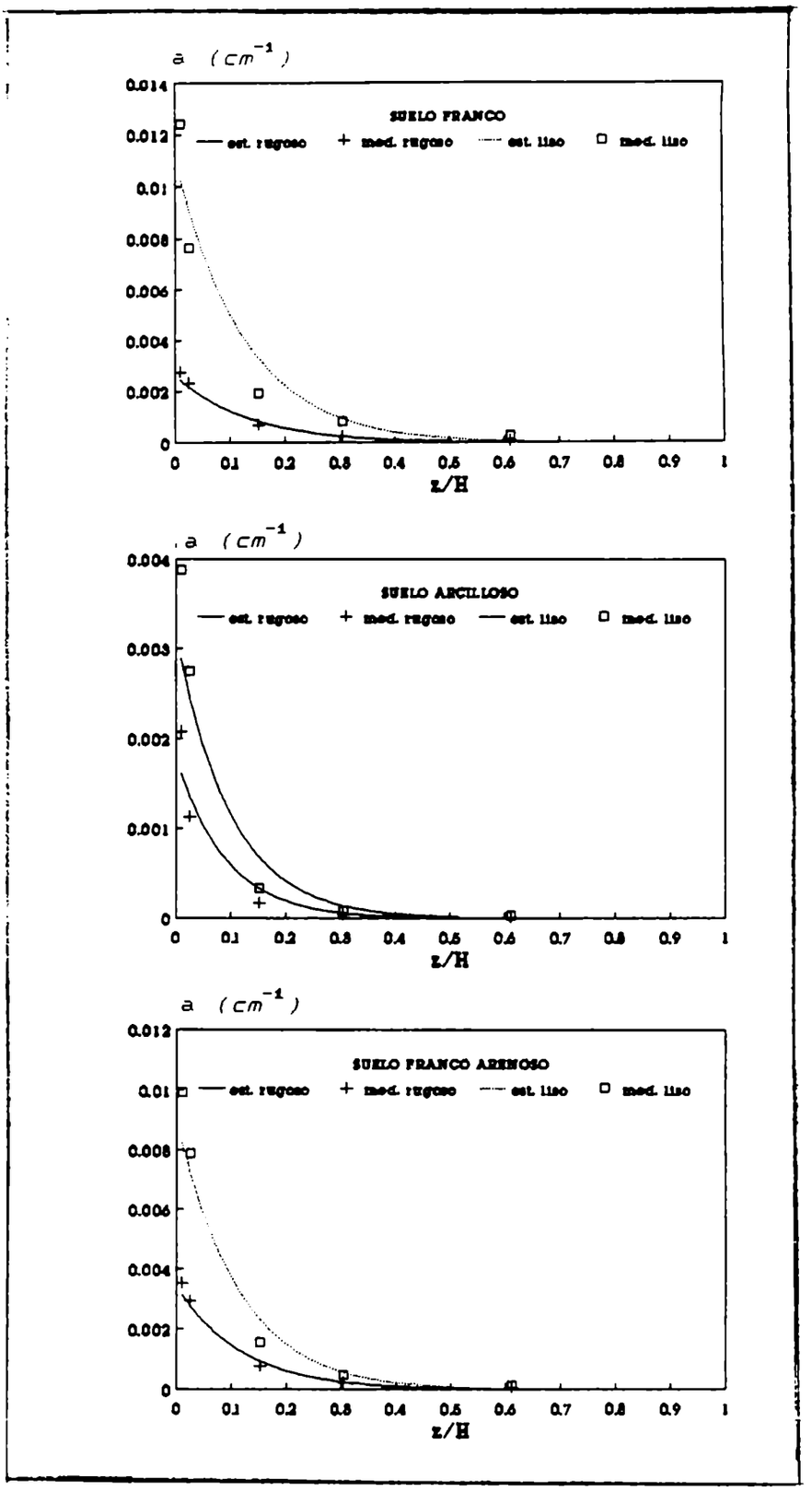

Figura VII.2: *Valores de áreas de arrastre obtenidos de la información de experiencias en túnel de viento y los estimados mediante la ecuación VII.17.*

SITUACION	TIPO DE SUELO	RUGOSID	A	B	R2
L	ARCILLOSO	LISA	-5.75	-9.02	0.85
M	ARCILLOSO	RUGOSA	-6.32	-9.96	0.73
G	FRANCO ARENO	LISA	-4.71	-7.79	0.93
I	FRANCO ARENO	RUGOSA	-5.68	-7.33	0.96
A	FRANCO	LISA	-4.50	-6.91	0.73
B	FRANCO	RUGOSA	-5.94	-6.48	0.96

Tabla VII.8: *Valores de los coeficientes incluidos en la ecuación (VII.17).*

VII.3.1.2. Variación vertical del coeficiente de arrastre

Para determinar la forma de la variación vertical del coeficiente de arrastre (Cd'(z)) se considera que el mismo es el que corresponde a los elementos individuales que componen la capa de partículas en saltación. (Cionco y otros, 1963; Cionco, 1965, Thom, 1971).

Para ello se supone, tal como se hizo anteriormente, que las partículas de suelo tienen forma esférica y el coeficiente de arrastre es sólo función del número de Reynolds (ver Welty y otros, 1984 y Figura II.2).

Con los valores de los diámetros medios y de las velocidades viento estimados a diferentes alturas a partir de los datos presentados en las Tablas VII.4 y VII.6 se calcularon, para cada tipo de suelo y rugosidad superficial, los valores del número de Reynolds (Re) para cada altura.

Para los rangos de número de Reynolds obtenidos se encontró la forma de la función que ajusta el comportamiento de los Cd' = f(Re) obteniéndose la relación:

$$Cd' = 9.48\ Re^{-0.49} \qquad (VII.18)$$

con un coeficiente de determinación de 0.996.

En la Figura VII.3 se presentan conjuntamente los valores

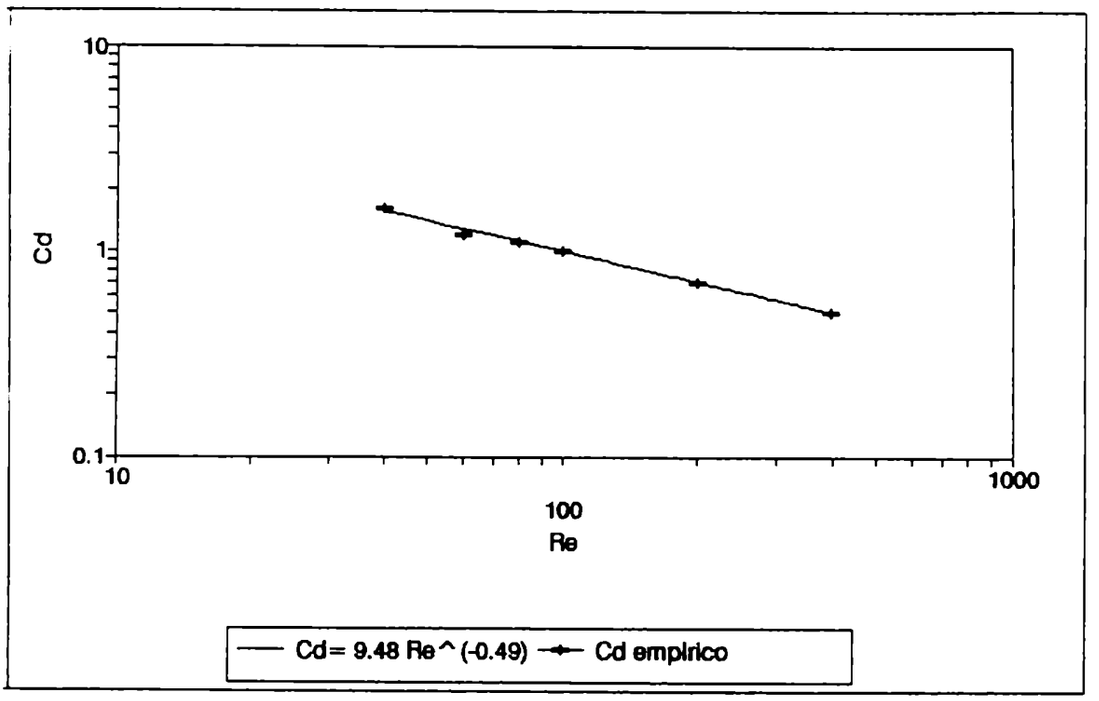

Figura VII.3: *Variación del coeficiente de arrastre en función del número de Reynolds para los valores empíricos informados por Welty y otro (1983) y los obtenidos mediante el ajuste de la ecuación (VII.18).*

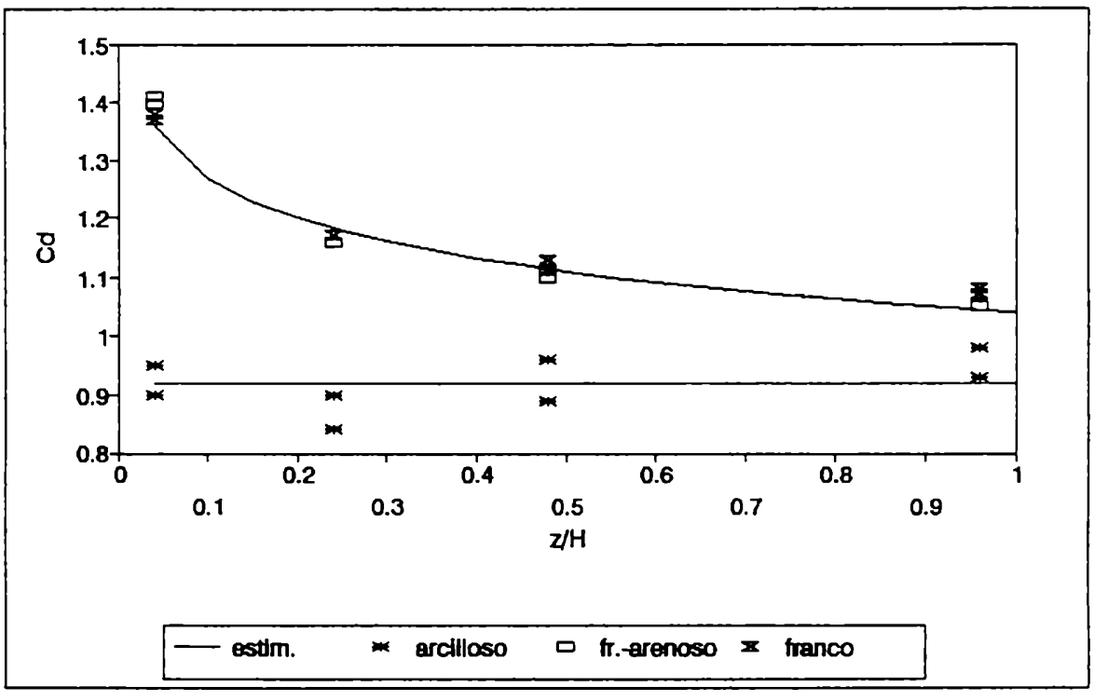

Figura VII.4. *Variación de Cd'(z/H) para los distintos tipos de suelo (arcilloso, franco y franco arenoso) obtenida mediante las ecuaciones (VII.19) y (VII.20). Se incluyen además los valaores experimentales.*

de Cd' = f(Re) informados por Welty y otros (1984) y los resultantes del ajuste de la ecuación (VII.18)

Utilizando la ecuación (VII.18) se calcularon los valores de Cd'(z) para cada altura, para cada tipo de suelo y clases de superficie (lisa y rugosa). Los resultados se presentan en la Figura VII.4 junto con los obtenidos en túnel de viento. De los resultados se encuentra que:

a) En los suelos francos y franco arenosos, Cd' disminuye con la altura. La curva de variación vertical del coeficiente de arrastre que resulta del ajuste de los datos obtenidos en túnel de viento es: (Chepil, 1945a).

$$Cd'(z/H) = C - D \ln(z/H) \qquad (VII.19)$$

válido para $z / H > 0$, donde $C = 1.04$ y $D = 0.1$ (coeficiente de determinación = 0.97).

b) En suelos arcillosos pesados el coeficiente de arrastre obtenido utilizando los datos de Chepil (1945b) es aproximadamente constante y su valor medio es:

$$Cd' = 0.92 \pm 0.04 \qquad (VII.20)$$

Esta última condición coincide, aproximadamente, con los valores obtenidos por Cowan (1962) y Cionco (1965) en cobertura vegetal ideal y por Kondo y Adashi (1976) quienes consideran que el coeficiente de arrastre es constante con la altura e igual a la unidad. En ambos casos el comportamiento del coeficiente de arrastre es independiente de las características de la superficie.

VII.3.1.3 Variación vertical del coeficiente de intercambio turbulento de cantidad de movimiento

Para la elección de la forma funcional de la variación vertical del coeficiente de intercambio turbulento de cantidad de movimiento, ($K_m(z)$), y dado que no se cuenta con información que permita evaluar el comportamiento de las expresiones propuestas por distintos autores, se optó por la forma exponencial sugerida por Inoue (1963) y Thom (1971) para estudiar el intercambio turbulento dentro de una canopia vegetal, y expresada mediante:

$$K_m(z/H) = K_m(H) \exp(\gamma (z/H - 1)) \qquad (VII.21)$$

donde γ es un coeficiente que varía entre 2 y 4 dependiendo del tipo de vegetación (Ver Thom, 1971).

Km(H) es el coeficiente en el tope de la capa y puede ser evaluado mediante: (Ver Cionco y otros 1963)

$$Km(H) = k\ u_* H \qquad (VII.22)$$

En la Figura VII.5 se grafica la variación de Km(z)/ Km(H) para distintos valores de γ.

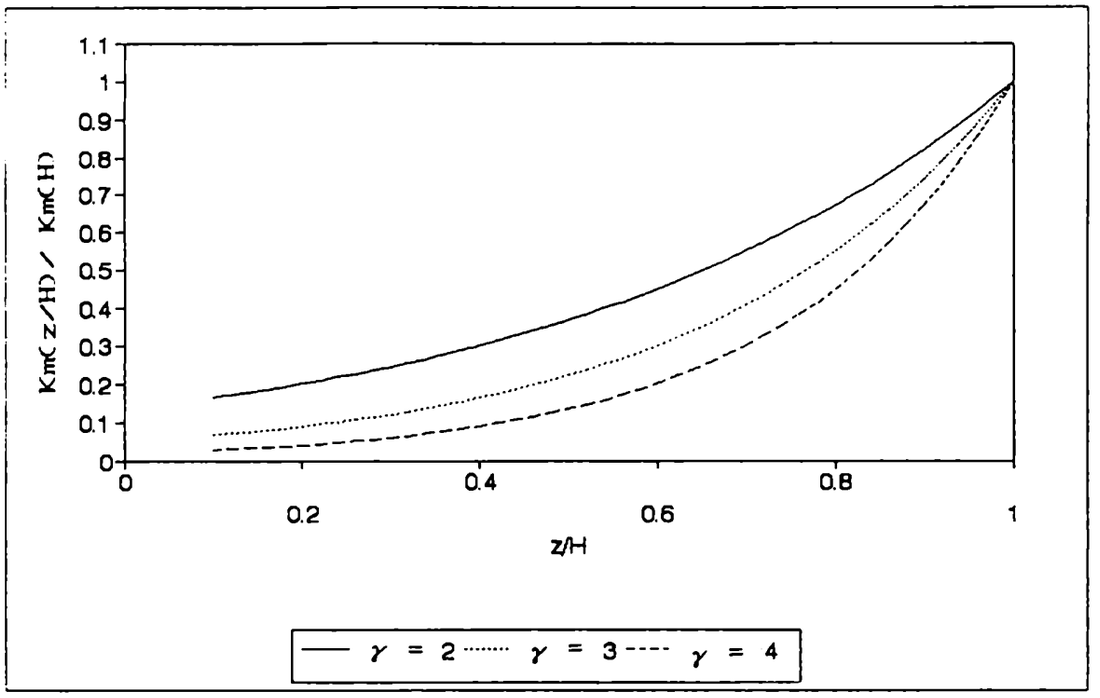

Figura VII.5: *Variación de Km(z/H)/Km(H) de la ecuación (VII.21) para distintos valores de* γ

VII.3.2 EL MODELO

De acuerdo con la ecuación (VII.9)

$$\frac{\partial K_m(z)}{\partial z}\frac{\partial u(z)}{\partial z} + K_m(z)\frac{\partial u^2(z)}{\partial^2 z} = \frac{1}{2} C_d'(z)\, a(z)\, u^2(z)$$

y teniendo en cuenta el análisis anteriormente realizado sobre el comportamiento de los parámetros que intervienen en ella, evaluados mediante los datos obtenidos en túnel de viento en condiciones de erosión del suelo, se proponen las siguientes expresiones para la variación vertical del área de arrastre, del coeficiente de arrastre y del coeficiente de intercambio turbulento de cantidad de movimiento:

i. La distribución vertical del área de arrastre a(z) está representada por la expresión (VII.12)

$$a(z/H) = (1 - z/H) \exp(A + B\, z/H)$$

donde A y B dependen del tipo de suelo y de la rugosidad superficial (Los valores se incluyen en la Tabla VII.8).

ii. La variación vertical del coeficiente de arrastre 'Cd' puede ser expresada por:

a Para suelos franco y franco arenosos, (ecuación (VII.19)):

$$Cd'(z/H) = C - D \ln(z/H)$$

para $z/H > 0$

donde $C = 1.04$ y $D = 0.1$

b. para suelos arcillosos (ecuación VII.20).

$$Cd' = 0.92 \pm 0.04$$

iii.La variación vertical del coeficiente de intercambio turbulento de cantidad de movimiento (Km(z)) está expresada por la función sugerida por Inoue (1963) y Thom (1971) de cacuerdo con la ecuación (VII.21):

$$Km(z/H) = Km(H) \exp(\gamma (z/H - 1))$$

Derivando la ecuación (VII.21), resulta:

$$\frac{\partial Km}{\partial z} = Km(H) \frac{\gamma}{H} \exp(\gamma (z/H - 1)) \qquad \text{(VII.22)}$$

Introduciendo (VII.17), (VII.19), (VII.20) y (VII.22) en la ecuación (VII.9), resulta:

$$Km(H) \exp(\gamma (z/H - 1)) \left[\frac{\gamma}{H} \frac{\partial u(z)}{\partial z} + \frac{\partial^2 u(z)}{\partial z^2} \right] =$$

$$= \left[\frac{H-z}{2H} \right] (C - D \ln(z/H)) \exp(A + B\, z/H)\; u^2(z) \qquad \text{(VII.23)}$$

La obtención de la variación vertical de la velocidad del viento dentro de la capa con partículas en saltación resulta de la integración de la ecuación (VII.23) desde la superficie (z=0) hasta el tope de la capa (z=H). Se trata de una ecuación diferencial de segundo orden con términos cuadráticos en la velocidad, para la que

no se obtuvo una solución analítica. Por ello se aplicarán métodos numéricos para su integración.

Los coeficientes de la ecuación (VII.23) son funciones semiepíricas exploratorias que pueden ser modificadas y, si bien las propuestas inicialmente son funciones derivables, las formas que adquirirían las derivadas de orden mayor podrían complicar la resolución numérica. Teniendo en cuenta ello, se seleccionó para su resolución el método de Runge-Kutta (ver ANEXO) que no requiere del conocimiento previo de todas sus derivadas, sino del valor de la función en varios puntos simultáneamente.

De esta forma se obtiene un modelo cuya solución, mediante el método de Runge-Kutta, permite la estimación de los perfiles verticales de la velocidad del viento y su derivada a distintas alturas dentro de una capa de aire con partículas en saltación con una distribución de área de arrastre dada. Para ello se utiliza como variables de entrada la velocidad del viento y su derivada en el tope de la capa, la altura de la capa y los coeficientes de ajuste del área de arrastre y del coeficiente de arrastre que dependen del tipo de suelo y de la rugosidad superfical.

CAPITULO VIII

COMPARACION CON DATOS OBSERVACIONALES

VIII.1. COMPARACION DE LOS RESULTADOS DEL MODELO CON DATOS OBTENIDOS EN LA EXPERIENCIA DE PAMPA DEL CASTILLO (PROVINCIA. DEL CHUBUT)

VIII.1.1 Consideraciones para la aplicación del modelo

El modelo propuesto en este trabajo es aplicado a las condiciones de la experiencia micrometeorológica llevada a cabo en Pampa del Castillo (Provincia del Chubut) descripta en el Capítulo IV.

Teniendo en cuenta que, el suelo de la zona se caracteriza por poseer un horizonte A con una textura franco-arenosa (del Valle y Betramone, 1987) y dadas las características de rugosidad superficial (arbustos dispersos de 30 a 40 cm de altura), (ver Capítulo IV), las condiciones de Pampa del Castillo pueden ser asimiladas a las propuestas por Chepil (1945b) para un suelo franco arenoso con superficie rugosa (Situación I, Tabla VII.8).

En ese caso, la distribución vertical del área de arrastre está dada por (ver ecuación (VII.17) y Tabla VII.8):

$$a(z/H) = (1 - z/H) \exp(-5.68 - 7.33\, z/H) \qquad \text{(VIII.1)}$$

La distribución vertical del coeficiente de arrastre está representada por (Ver ecuación (VII.19):

$$Cd'(z/H) = 1.04 - 0.1 \ln (z/H) \qquad \text{(VIII.2)}$$

La distribución vertical del coeficiente de intercambio turbulento de cantidad de movimiento puede ser expresado por (ver ecuación (VII.21)):

$$Km(z/H) = Km(H) \exp(\gamma (z/H - 1)) \qquad \text{(VIII.3)}$$

donde (Km(H)) está dado por: (ecuación (VII.22)): (VIII.4)

$$Km(H) = k\, u_* H$$

H es la altura de la capa con partículas en saltación y la velocidad de fricción (u_*) es evaluada utilizando el perfil logarítmico del viento por encima de la capa de saltación .

Para determinar la altura de la capa con partículas en saltación, variable de entrada al modelo, se tuvieron en cuenta los resultados obtenidos por McKenna Neuman y Nickling (1994), quienes en una experiencia realizada en túnel de viento analizaron simultáneamente los perfiles verticales de velocidad del viento sobre superficies rugosas, erodables y fijas, compuestas por arena con granos de 0.19 mm y 0.27 mm de diámetro, para distintas velocidades del viento, y los flujos de partículas de suelo a distintos alturas. Ellos observaron un marcado aumento del gradiente vertical de la velocidad del viento (del orden del doble o mayor) respecto al perfil logarítmico generado sobre suelos no erosionables; dicho cambio fue detectado a alturas que oscilaban entre 15 y 20 cm, aproximadamente igual al nivel bajo el cual se observó el 99% del total de partículas de suelo moviéndose en saltación. Si se define a este nivel como la altura de la capa de aire con partículas en saltación, se podría considerar como criterio para la determinación de la altura de esa capa al nivel al cual se observa la alteración mencionada del gradiente vertical de la velocidad del viento.

Para la experiencia en Pampa del Castillo, la altura en la cual se detectó el cambio brusco de gradiente (del orden del doble que en la capa inmediata superior) fue el nivel de 110 cm. Este valor es consistente con lo resultados obtenidos por Chepil (1945b) y por Fryrear y Saleh (1993). Chepil (1945b) encontró para distintos tipos de suelos, que dicha altura variaba entre 60 y 90 cm aumentando con la velocidad del viento. Fryrear y Saleh (1993) encontraron, para suelos arenosos con superficies rugosas, que la altura de la capa se ubicaba entre 90 y 100 cm.

El modelo parte del tope de la capa (H= 110 cm), coincidente con una de las alturas de medición de la torre micrometeorológica (Ver Capítulo IV). De esta manera la velocidad del viento en el tope de la capa es un dato observacional y su derivada se estima en función de la velocidad de fricción mediante la ecuación (III.12).

$$\frac{\partial u(z)}{\partial z} = \frac{u^*}{kz}$$

donde u* es la velocidad de fricción por encima de la capa.

La comparación entre los valores medidos y los estimados mediante el modelo se incluye en la Figura VIII.1.

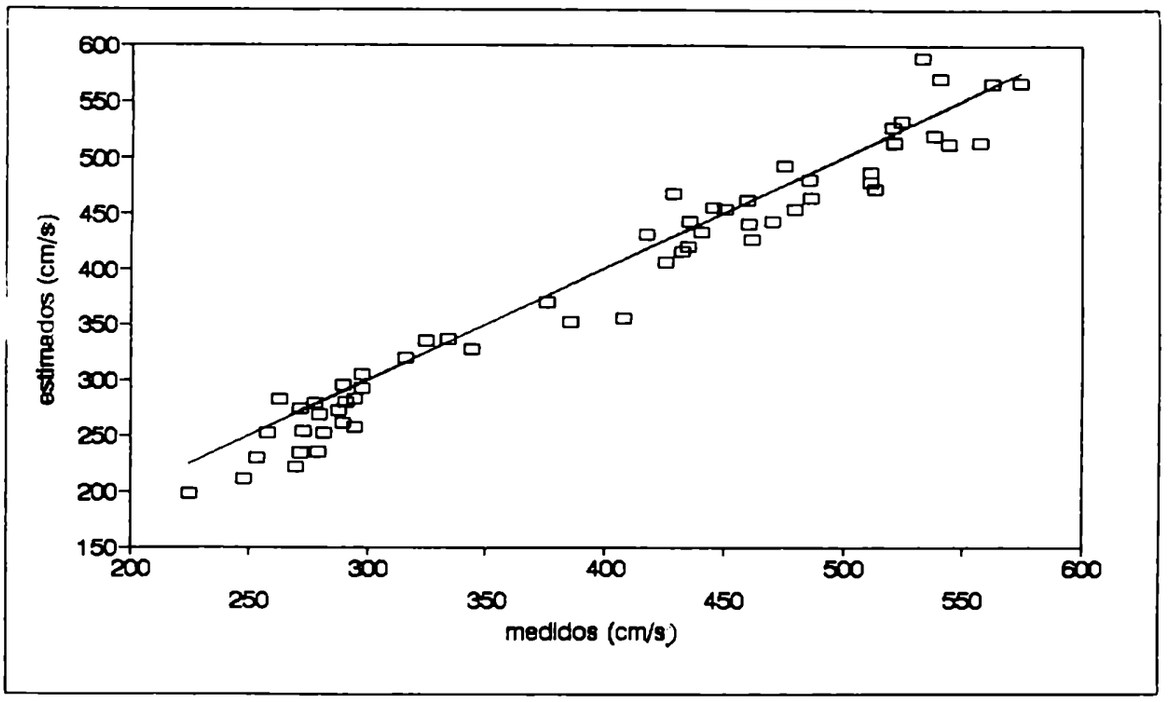

Figura VIII.1: *Comparación de los valores de la velocidad del viento estimada utilizando el modelo y medida en la experiencia de Pampa del Castillo. La línea llena indica la recta de pendiente 45°*

VIII.1.2. Evaluación estadística

Para evaluar el modelo se utilizan los parámetros estadísticos propuestos por Fox (1980) y Willmott (1982): el error sesgado medio (ESMD, el error cuadrático medio (ECMD, con sus componentes sistemática (ECM_s) y no sistemática (ECM_n), el error fraccional medio (EFMD, el índice de concordancia (dd) y el coeficiente de determinación (r^2), definidos como:

$$\text{ERROR SESGADO MEDIO (ESMD} = \frac{1}{N} \sum_i (P_i - O_i) \qquad \text{(VIII.5)}$$

$$\text{ERROR CUADRATICO MEDIO (ECMD} = \frac{1}{N} \sum_i (P_i - O_i)^2 \qquad \text{(VIII.6)}$$

$$\text{COMPONENTE SISTEMATICA DEL ECM (}ECM_s\text{)} = \frac{1}{N} \sum_i (P_e - O_i)^2 \qquad \text{(VIII.7)}$$

$$\text{COMPONENTE NO SISTEM. DEL ECM (}ECM_{ns}\text{)} = \frac{1}{N} \sum_i (P_e - P_i)^2 \qquad \text{(VIII.8)}$$

donde P_e es el valor estimado por la recta de regresión :

$$P_i = A + b\, O_i$$

tal que

$$ECM = ECM_s + ECM_n$$

$$\text{ERROR FRACCIONAL (EF)} = \frac{2\,(O_i - P_i)}{(O_i + P_i)} \qquad \text{(VIII.9)}$$

$$\text{INDICE DE CONCORDANCIA(dd)} = 1 - \frac{\sum (P_i - O_i)^2}{\sum ((P_i - \bar{O}) + (O_i - \bar{O}))^2} \qquad \text{(VIII.10)}$$

Los valores obtenidos se presentan en la Tabla VIII.1.

NUMERO DE DATOS		60
OBSERVADO MEDIO	m/s	3.96
DESVIO	m/s	1.1
ESTIMADO MEDIO	m/s	3.84
DESVIO	m/s	1.13
ERROR SESGADO MEDIO (ESM)	m/s	0.12
ERROR CUAD.MEDIO (ECM)	m^2/s^2	0.06
COMP.SISTEMATICA (ECM)s	m^2/s^2	0.12
COMP. NO SISTEMATICA (ECM)ns	m^2/s^2	0.21
ERROR FRACCIONAL MEDIO (EFM)		0.04
INDICE DE CONCORDANCIA (dd)		0.99
ORDENADA	m/s	-0.22
PENDIENTE		1.03
R^2		0.96

Tabla VIII.1: *Valores de los parámetros estadísticos, propuestos por Fox (1981), Willmott (1982) e Irwin (1983) para la evaluación del modelo con los datos de la experiencia de Pampa del Castillo*

En la Tabla VIII.2 se incluye el diagrama tallo-hoja correspondiente a los errores fraccionales resultantes de la estimación de la velocidad del viento en las condiciones de la experiencia de Pampa del Castillo mediante el modelo propuesto.

```
VALOR MINIMO     =  -0.180
UARTO INFERIOR   =  -0.075
MEDIANA          =  -0.040
CUARTO SUPERIOR  =   0.010
VALOR MAXIMO     =   0.100


                -1    865
                -1    4433200
                -0 H  998887666655555
                -0 M  444444322222211
                 0 H  0011111112222334
                 0    589
                 1    0
```

Tabla VIII.2: *Diagrama tallo-hoja de los residuos de estimación de la velocidad del viento mediante el modelo propuesto.*

Analizando estos resultados, se encuentra que el modelo puede ser utilizado como un estimador satisfactorio de la velocidad del viento dentro de una capa de aire con partículas de suelo en saltación. Tanto la distribución de frecuencias de los errores de estimación (Tabla VIII.2), como los parámetros estadísticos descriptos en la Tabla VIII.1 muestran que los residuos del modelo propuesto se distribuyen alrededor del cero (ECM = 0.06 m^2/s^2, ESM = 0.12 m/s y EFM = 0.06), no observándose que el mismo subestime o sobrestime sistemáticamente los valores medidos (ECM_s=0.12 m^2/s^2 y ECMns= 0.21 m^2/s^2). En este caso el índice de concordancia es de 0.99 y la recta de regresión entre los valores medidos y estimados por el modelo tiende a la igualdad (pendiente = 1.03 y ordenada al origen = -0.26 con r^2= 0.96)

VIII.2. COMPARACION DE LOS RESULTADOS DEL MODELO CON DATOS OBTENIDOS EN EXPERIENCIAS EN TUNEL DE VIENTO EN CONDICIONES DE EROSION EOLICA

El modelo se aplicó a tres experiencias realizadas en túnel de viento en condiciones de erosión eólica:

i) Una experiencia llevada a cabo por Bagnold (1941) (ver Scott y Carter, 1986) en la que se cuenta con datos de velocidad del viento a distintas alturas obtenidos en un túnel de viento en laboratorio en tres experimentos con distintas velocidades de viento e intensidades de la turbulencia, sobre una superficie de arena uniforme con granos de 0.25 mm de diámetro medio, donde la altura de la capa de saltación se consideró igual a 5 cm. En este caso la rugosidad superficial está dada por el diámetro medio de partículas y las ondas generadas sobre la superficie como consecuencia del proceso erosivo. Esto permite asimilar la situación a la caracterizada en la Tabla VII.8 con la letra "G" (suelo franco-arenoso con superficie lisa). En este caso, la distribución vertical de área de arrastre está dada por:

$$a(z/H) = (1 - z/H) \exp(-4.71 - 7.79\, z/H)$$

En el siguiente cuadro se incluyen los datos de las variables de entrada para los tres experimentos realizados por Bagnold (1941) (ver Scott y Carter, 1986)

EXPERIMENTO	1	2	3
u(H) (cm/s)	527	675	900
u* (cm/s)	40	63	88
du/dz (seg-1)	20	31	44

Los perfiles obtenidos por el modelo y los medidos por Bagnold (1941) (ver Scott y Carter, 1986) están representados en la Figura VIII.2.

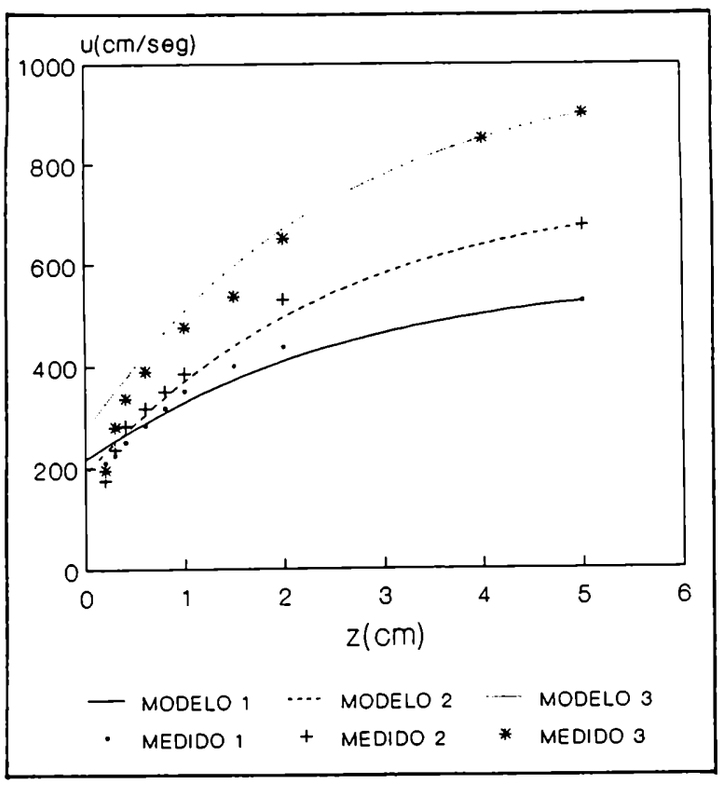

Figura VIII.2. *Variación con la altura de la velocidad del viento calculada mediante el modelo propuesto y datos de la experiencia de Bagnold (1941)(ver Scott y Carter, 1986)*

ii. En una experiencia llevada a cabo por McKenna Neuman y Nickling (1994) donde obtuvieron velocidades del viento a diferentes alturas para distintas condiciones de turbulencia atmosférica, medidas en un túnel de viento en laboratorio sobre una superficie de arena con diámetro medio de granos de 0.25 mm que fue nivelada antes de cada experimento. Es posible asimilar la situación a la caracterizada en la Tabla VII.8 con la letra "G" (Suelo franco arenoso con superficie suave). La variación vertical del área de arrastre está dada por:

$$a(z/H) = (1 - z/H) \exp(-4.71 - 7.79\, z/H)$$

En el siguiente cuadro se incluyen las variables de entrada correspondientes a los tres experimentos llevados a cabo por McKenna Neuman y Nickling (1994):

EXPERIMENTO	1	2	3
u(H) (cm/s)	810	1060	1220
u* (cm/s)	52	105	120
du/dz (seg-1)	9	16	18

Los perfiles obtenidos por el modelo para estas condiciones y los valores observados se incluyen en la Figura VIII.3.

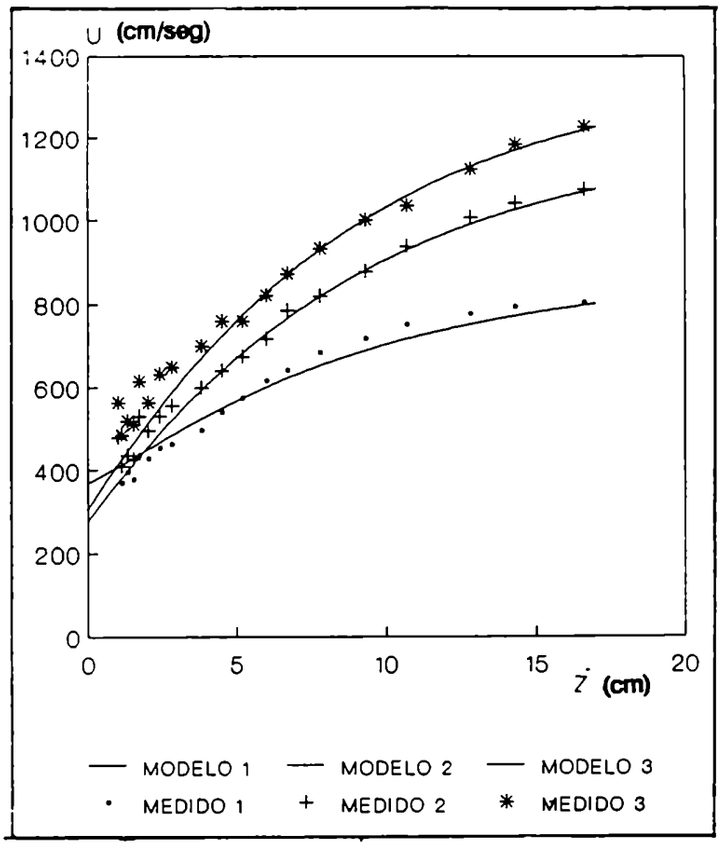

Figura VIII.3 *Variación con la altura de la velocidad del viento calculada mediante el modelo propuesto y datos de la experiencia de McKenna Neuman y Nickling (1994)*

.

iii En una experiencia llevada a cabo por Gerety y Slingerland (1983) en la que se obtuvieron datos de velocidad del viento a distintas alturas y en distintas condiciones de turbulencia atmosférica medidas en un túnel de viento, sobre una supeficie de arena móvil, para tres densidades diferentes (cuarzo, garnet y olivine). En todos los casos el diámetro medio de los granos es 0.25 mm. La cama de arena fue homogeneizada y nivelada antes de cada ronda de observación. donde la altura de la capa de partículas en saltación se estimó en 10 cm. Para la elección de la variación vertical del área de arrastre se asimiló esta condición a la de un suelo franco-arenoso de superficie suave (Situación "G" en la Tabla VII.8) donde:

$$a(z/H) = (1 - z/H) \exp(-4.71 - 7.79\, z/H)$$

En el siguiente cuadro se incluyen las variables de entrada correspondientes a los cuatro experimentos de Gerety y Slingerland (1983):

EXPERIMENTO	1	2	3	4
u(H) (cm/s)	530	640	750	1025
u* (cm/s)	20	40	52	110
du/dz (seg-1)	5	10	13	27

Los perfiles obtenidos por el modelo para estas condiciones y los valores observados se incluyen en la Figura VII.4.

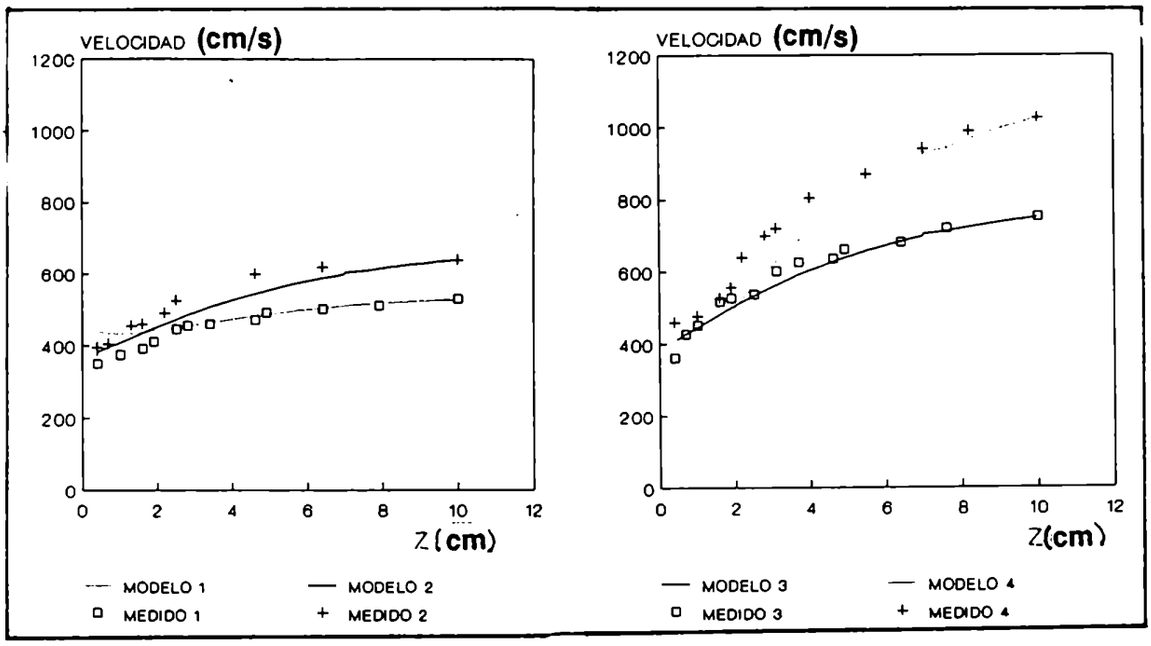

Figura VIII.4: *Variación con la altura de la velocidad del viento calculada mediante el modelo propuesto y datos de la experiencia de Gerety y Slingerland (1982)*

En todos los casos anteriormente presentados se utilizó la función exponencial para la descripción de la variación vertical del coeficiente de intercambio turbulento de cantidad de movimiento (ecuación VIII.3) y la función logarítmica obtenida para la descripción de la distribución vertical del coeficiente de arrastre (ecuación VIII.2). La derivada de la velocidad en el tope de la capa fue estimada mediante la velocidad de fricción calculada por encima de ella de acuerdo con la ecuación (VIII.4)

En los experimentos de Gerety y Slingerland (1982) y McKenna Neuman y Nickling (1994), especialmente en aquéllos caracterizados por altas velocidades del viento, los valores medidos cerca de la superficie terrestre (hasta una altura de entre z = 0.1H y

z = 0.2H, dependiendo del tipo de suelo y velocidad del viento) presentan un cambio de curvatura en los perfiles verticales de la velocidad del viento que no es descripto por el modelo. Este cambio de curvatura fue observado también por Owen (1964), Gerety y Slingerland (1982), Scott y Carter (1986), Raupauch (1991) y McKenna Neuman y Nickling (1994) entre otros, cuando evaluaron el perfil logarítmico dentro de la capa de saltación.

Algunos autores, como Scott y Carter (1986) han intentado explicar ésto al postular que las observaciones cerca de la superficie terrestre están afectadas por un error de medición del tubo pitot cuando no se considera la variación de la densidad del aire en presencia de partículas en saltación. Otros, como Raupauch (1991), Anderson y Haff (1991), Sorensen (1991), McEwan y Willetts (1991), McKenna Neuman y Nickling (1994), han desarrollado modelos que describen satisfactoriamente este cambio de curvatura cerca de la superficie, sin bien estos últimos encuentran que los valores de velocidad del viento cerca de la superficie muestran una mayor dispersión probablemente debido a las partículas que ruedan en superficie.

La evaluación del modelo presentada en la Tabla VIII.1, se amplía considerando, además, las estimaciones de velocidad del viento en z/H = 0.5 en las experiencias en túnel de viento antes descriptas (Bagnold, 1941 (ver Scott y Carter, 1986); Gerety y Slingerland, 1982 y McKenna Neuman y Nickling, 1994). Los valores de los parámetros estadísticos utilizados, (Fox,1980; Willmott, 1982) definidos mediante las ecuaciones VIII.5 a VIII.10 se incluyen en la Tabla VIII.2. De la observación de las Tablas VIII.1 y VIII.2 se concluye que el modelo mostró el mismo comportamiento cuando su análisis es ampliado a un número mayor de experimentos.

En la Figura VIII.5 se muestra la comparación de los valores medidos (O) y estimados (P) en todos los experimentos analizados y a todas las alturas de observación; en la misma se incluyen, además, las rectas P=O, P = O - 1/2 O y P = O + 1/2 O. Se encuentra que, cuando se analizan todas las alturas simultáneamente, sólo el 4 % de los datos se apartan del dominio que abarca diferencias entre los valores observados y calculados en un factor menor de 0.5.

En síntesis, el modelo propuesto parece describir satisfactoriamente los perfiles verticales de velocidad del viento dentro de una capa atmosférica de altura H con partículas de suelo en saltación. Se observa que los errores de estimación del modelo, en general, aumentan cuando disminuye la altura sobre la superficie y cuando aumenta la velocidad del viento restringiendo su validez a alturas mayores de 0.1 a 0.2H, dependiendo de la velocidad del

numero de datos		74
OBSERVADO MEDIO	m/s	4.46
DESVIO	m/s	1.97
ESTIMADO MEDIO	m/s	4.48
DESVIO	m/s	1.89
ERROR SESGADO MEDIO	m/s	0.18
ERROR CUAD.MEDIO (ECM)	m /s	0.10
COMP.SISTEMATICA	m /s	0.20
COMP. NO SISTEMATICA	m /s	0.25
ERROR FRACCIONAL MEDIO		0.04
INDICE DE CONCORDANCIA		0.99
ORDENADA	m/s	0.05
PENDIENTE		0.95
R^2		0.98

TABLA VIII.2: *Valores de los parámetros estadísticos (Fox,1981; Willmott,1982) , de la comparación del modelo con los datos observados en todas las experiencias analizadas para z/h = 0.5*

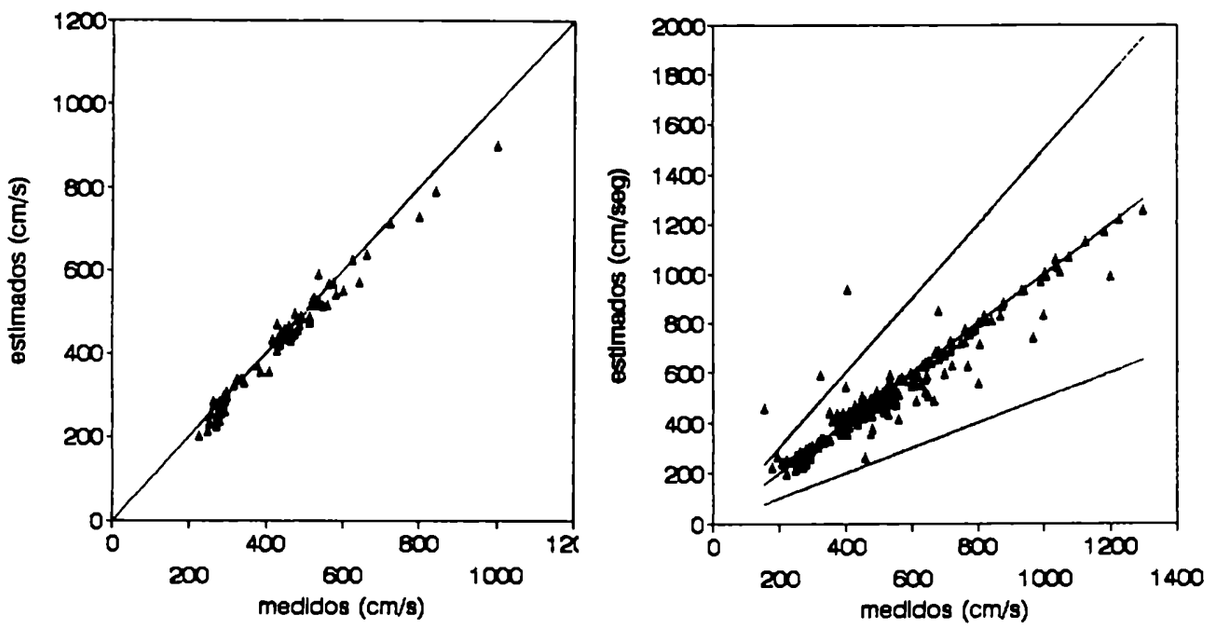

FIGURA VIII.5 *Comparación de los valores de la velocidad del viento estimado por el modelo propuesto con los datos medidos en todos los experimientos analizados en a) z/H = 0.5 b) considerando todas las alturas de observación*

viento y tipo de superficie. Los errores de mayor magnitud, registrados a altas velocidades del viento, son los obtenidos en experimientos en túnel de viento (Figuras VIII.2 a VIII.4), donde se generan velocidades de hasta 1000 y 1200 cm/seg a alturas de 10 cm del suelo, rara vez observadas en condiciones ambientales.

CAPITULO IX

COMPARACION CON OTROS MODELOS

Se compara el modelo propuesto, que en adelante se denominará MODELO, con aquéllos resumidos en el Capítulo III, elaborados para describir los perfiles verticales de velocidad del viento dentro de una cobertura vegetal, considerando en su aplicación que dicha capa está caracterizada por una distribución de área de arrastre típica de una capa de aire con partículas en saltación.

Para la comparación, se utilizaron aquellos modelos que se basan en la resolución de la ecuación (VI.3) cuando la distribución vertical del área de los obstáculos sea compatible con las características de una capa de aire con partículas en saltación.

$$\frac{1}{\rho}\frac{d}{dz}\left(Km(z)\,\frac{d\,u(z)}{d\,z}\right) = \frac{1}{2}\,c_d'(z)\,a(z)\,u(z)^2$$

donde: u es la velocidad del viento,

τ es la tensión cortante dentro de la capa,

Km es el coeficiente de intercambio turbulento de cantidad de movimiento,

Cd' es el coeficiente de arrastre de los elementos individuales

a es el área por unidad de volumen proyectada por los obstáculos

Cada uno de estos parámetros están caracterizados por las distintas suposiciones consideradas en la resolución del modelo propuesto.

Los modelos que se comparan son los siguientes:

a) El modelo desarrollado por Inoue (1963), descripto por Kondo y Adashi (1976), que se basa en suponer una cobertura con obstáculos verticalmente homogénea (área de arrastre constante con la altura) y longitud de mezcla constante. Con estas condiciones se obtiene el perfil vertical de la velocidad del viento descripto mediante la ecuación (III.36):

$$u(z) = u_H \exp(\mu(z - H))$$

donde $\mu = \left(c_d'(z)\,a(z)/4\,l_H^2\right)^{1/2}$

con $l_H = k\ H$ como la longitud de mezcla en el tope de la capa (Kondo y Adashi, 1976)

donde k es la constante de Von karman,

H es la altura de la capa,

cd' es el coeficiente de arrastre de los elementos individuales. Inoue (1963) consideró cd'=1, valor cercano al encontrado a partir de las experiencias en túnel de viento para suelos arcillosos (ecuación (VII.15)).

a es el área de arrastre, que Inoue (1963) propone constante dentro de la capa igual al área promedio definida mediante:

$$a(z) = IAF / H \qquad (IX.1)$$

donde IAF es el índice de área integrada definida como: (ver Capítulo III)

$$IAF = \int_0^H a(z)\, d(z) \qquad (IX.2)$$

b) El modelo propuesto por Cionco y otros (1963) y Cionco (1965) que considera, para una cobertura ideal, que la superficie de arrastre (a) es constante con la altura y que $Km = u_* l_H$ (l_H es la longitud de mezcla que se supone constante dentro de la capa. La expresión encontrada para el perfil vertical de la velocidad del viento es la siguiente:

$$u(z) = u(H) \exp(S / C_D (z-H)) \qquad (IX.3)$$

donde $S = 1 / 2\ c_d'(z)\ a(z)$

C_D es el coeficiente de arrastre de la capa definido como:

$$C_D = 2 (u_* / u_H)^2 \qquad (IX.4)$$

c_d' es el coeficiente de arrastre de los elementos individuales que se considera constante e igual a la unidad

a es la distribución de área de arrastre dentro de la capa que se supone constante, tal que

$$a(z) = IAF / H$$

c) El modelo desarrollado por Cowan (1968) utiliza las siguientes suposiciones: a es constante con la altura dentro de la capa y Km(z)/u(z) es independiente de la velocidad del viento. La expresión para el perfil vertical de la velocidad del viento es

(ecuación (III.31)):

$$u(z) = u_H \left[\text{senh}(\beta \zeta) / \text{senh}(\beta) \right]^{1/2}$$

donde

$\zeta = z / H$

$\beta = (cd(z)\ \alpha(z)\ u(z) / \varkappa(z))^{1/2}$

$cd' = 1$

$\alpha(z) = a(z)/H$

$\varkappa(z) = Km(z) / H$ tal que

$$u(z) / \varkappa(z) = u_H / (k\ u^*\ (H - d))$$

donde d es el desplazamiento de plano cero

d) Kondo y Adashi (1976) parten de la ecuación (III.37):

$$\frac{1}{\rho} \frac{d\tau(z)}{dz} = \frac{1}{2} c_d'\ a(z)\ |U(z)|U(z) + if\ (U(z) - V_g)$$

donde $\tau(z)$ y $U(z)$ son formulaciones bidimensionales de $\tau(z)$ y $u(z)$, V_g es el viento geostrófico y f es el parámetro de Coriolis. El modelo fue resuelto mediante métodos numéricos para una distribución de área de arrastre correspondiente al Modelo B, Curva "G" de la Figura III.1 descripta por las ecuaciones (III.37) y (III.38) con las condiciones de la Tabla III.1.

e) Se incluye, además, en la comparación, el modelo propuesto por Chepil (1945a) que considera la validez del perfil logarítmico del viento en la capa con partículas en saltación, con la salvedad de que todos los perfiles convergen en un punto focal (z_c, u_c) que depende de la distribución de tamaños de partículas. El mismo se describe con la ecuación (III.44):

$$u(z) = \frac{u^*}{k} \ln \frac{z}{z_c} + u_c$$

Los modelos anteriormente mencionados fueron aplicados a las siguientes condiciones:

i. Situaciones caracterizadas por la variación vertical del área de arrastre que resulta de la combinación de distintos tipos de suelo y de rugosidad superficial.

Para ello, se consideran dos situaciones individualizadas en el Capítulo VII como situación "A" (suelo franco, superficie lisa) y "M" (suelo arcilloso pesado, superficie rugosa) de la experiencia llevada a cabo en túnel de viento por Chepil (1945b) (Ver Capítulo II), seleccionadas por el rango de valores de variación vertical de área de arrastre (a(z)) que son representativos de los distintos tipos de suelo y rugosidad analizados.

ii. Situaciones caracterizadas por distintas condiciones de velocidad del viento y velocidad de fricción a la altura H, y del coeficiente de arrastre ($C_D = 2 (u_* / u(H))^2$), resumidas en la Tablas (IX.1)

experim.		u(H)(cm/s)	u*(H) (cm/s)	C_D
1	*	530	20	0.003
2	*	640	40	0.008
3	*	750	52	0.010
4	*	1025	110	0.023
5		200	24	0.029
6		750	110	0.043
7		130	20	0.047

Tabla IX.1: *Valores de la velocidad del viento* ($u(H)$), *de la velocidad de fricción* ($u*(H)$) *y del coeficiente de arrastre* (C_D) *a la altura H utilizadas como variables en la comparación de modelos. Los experimentos indicados con * corresponden a los utilizados por Gerety y Slingerland (1982) (Ver Capítulo VII)*

Para comparar los modelos se analiza el comportamiento de los mismos respecto de los valores observados en las experiencias en el túnel de viento y en Pampa del Castillo.

Los perfiles verticales de la velocidad del viento relativa a la velocidad en el tope de la capa en función de z/H ($u / u_H = f(z/H)$), obtenidos como solución de los modelos para las condiciones descriptas en la Tabla IX.1, están representados conjuntamente con los del MODELO en las Figuras IX.1 y IX.2 para las condiciones identificadas con los tipos "A" y "M" respectivamente (Ver Tabla VII.8).

Del análisis de las Figuras IX.1 y IX.2 se encuentra que las diferencias entre el comportamiento de los distintos modelos con el propuesto en este trabajo depende del coeficiente de arrastre ($C_D=2x (u*/u(H))^2$), es decir de la relación entre la velocidad del viento y la velocidad de fricción, independientemente de sus valores absolutos.

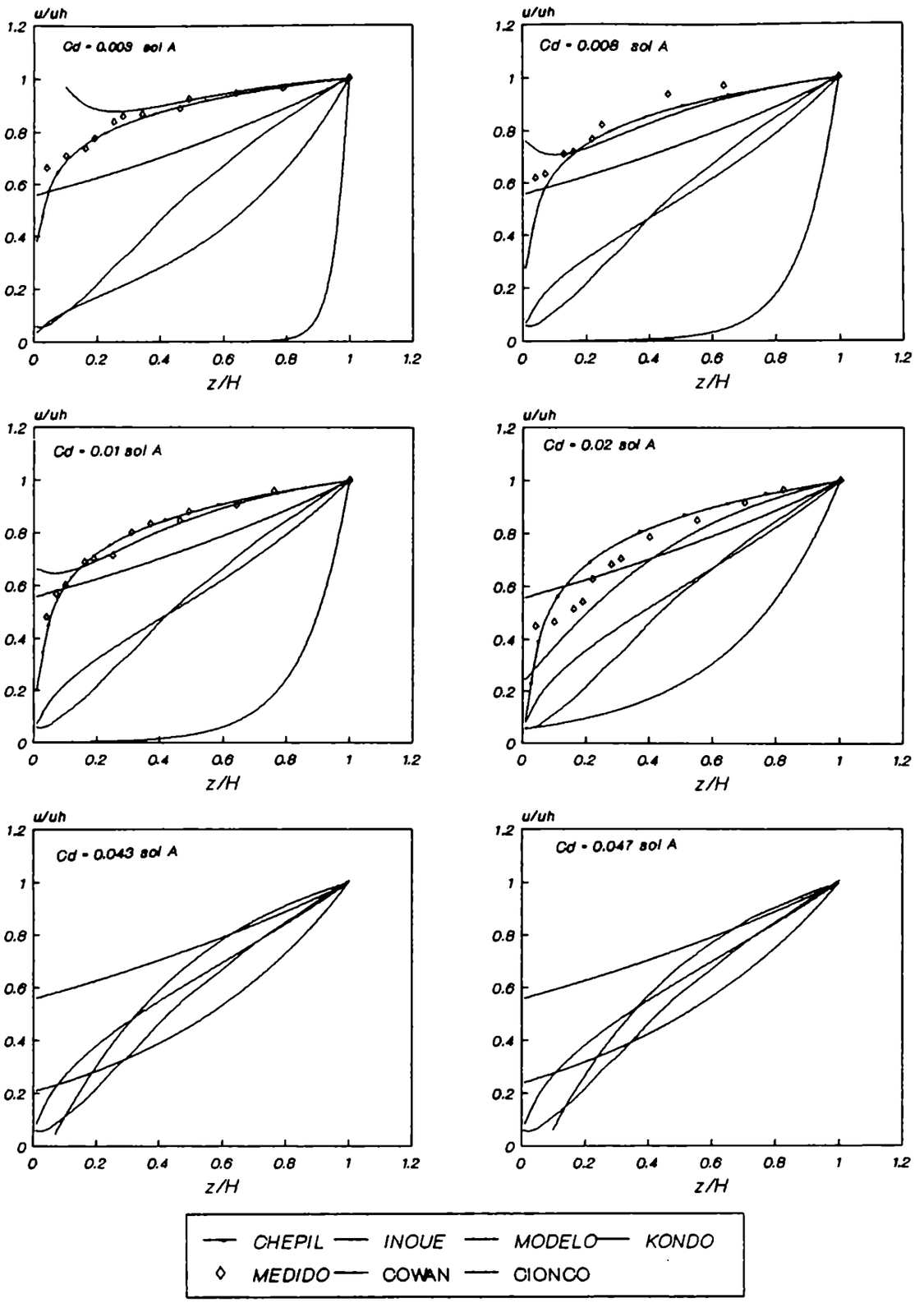

Figura IX.1: *Perfiles verticales de la velocidad del viento dentro de una capa con obstáculos, obtenidos mediante diferentes modelos, para distintas condiciones de velocidad del viento y velocidad de fricción en el tope de la capa, para un suelo franco con superficie lisa (situación A)*

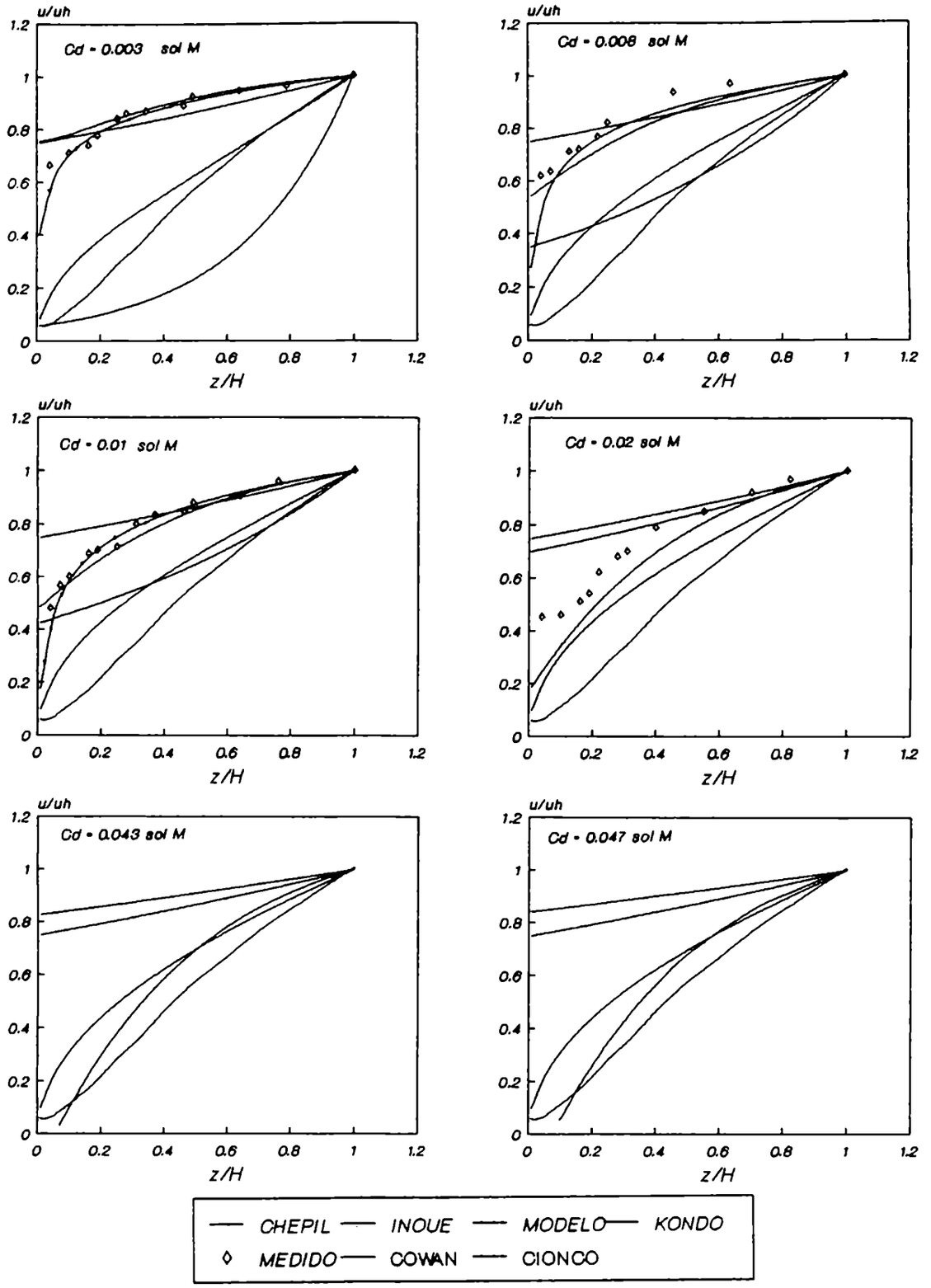

Figura IX.2: *Perfiles verticales de la velocidad del viento dentro de una capa con obstáculos, obtenidos mediante diferentes modelos, para distintas condiciones de velocidad del viento y velocidad de fricción en el tope de la capa, para un suelo arcilloso con superficie rugosa (situación M)*

Los resultados obtenidos utilizando el modelo de Kondo y Adashi (1976) se aproximan a los del MODELO para aquellas condiciones en que $C_D > 0.02$ para la situación tipo "M" y $C_D > 0.03$ para la situación tipo "A". Las diferencias aumentan cuando disminuye C_D y z / H.

Los resultados obtenidos mediante el modelo de Inoue (1963) se aproximan al MODELO en aquellas condiciones en que $C_D < 0.01$ para la situación tipo "M" y $C_D < 0.02$ para la situación tipo "A". Para valores de C_D mayores, las diferencias aumentan cuando disminuye z / H.

Los resultados obtenidos aplicando el modelo de Cowan (1968) se aproximan al MODELO para $C_D > 0.02$, tanto para las situaciones tipo "A" como "M". Los apartamientos máximos se presentan cuando $z/H=0.5$.

Los valores obtenidos mediante el modelo de Cionco y otros (1963) y Cionco (1965), para la situación tipo "A", presentan diferencias importantes, y disminuyen cuando aumenta C_D. Para la situación "M", los modelos se aproximan sólo en el intervalo: $0.08 \leq C_D \leq 0.02$. Las diferencias son máximas en $z/H=0.5$

Las diferencias en los comportamientos analizados son explicables para los casos de Cionco y otros (1963), Cowan (1968) e Inoue (1963) debido a que se utilizó la suposición original de que el área de arrastre es constante dentro de la capa de partículas en saltación. Con el modelo de Cionco y otros (1963), se han encontrado los mayores apartamientos para la situación tipo 'A' y con valores pequeños del coeficiente de arrastre. En la ecuación (IX.3) se observa que cuando C_D es muy pequeño, la relación S/C_D tiende a infinito, por lo que la relación u/u_H se acerca rápidamente a cero. Este efecto aumenta cuando, como en el caso de los suelos francos con superficies lisas, (situación "A"), el parámetro S es grande.

El modelo de Kondo y Adashi (1976), si bien contempla una distribución vertical de a(z) representativa de una capa con partículas en saltación (Ver Figura III.1), define diferentes funciones de a(z) para distintos patrones de variación de a(z) que no coinciden totalmente con las situaciones consideradas.

El modelo de Chepil es buen estimador de los perfiles de velocidad del viento obtenidos en túnel de viento para todas las situaciones analizadas.

El modelo de Chepil es buen estimador de los perfiles de velocidad del viento obtenidos en túnel de viento para todas las situaciones analizadas. No fue utilizado cuando $u(H) < u(zc)$

Estos modelos también fueron aplicados a la estimación de la velocidad del viento dentro de la capa con partículas en saltación en la condición correspondiente a la experiencia de Pampa

del Castillo que, como se mencionó en el Capítulo IV, está caracterizada por un suelo franco arenoso con superficie rugosa (Situación I de la Tabla VII.8). En este caso el valor de área integrada es de 0.046 cm^{-1} (Ver Tabla VII.7). Los valores de C_D son del orden de 0.01 y se considera que la altura de la capa de partículas es de 110 cm, se utilizan las estimaciones de velocidad del viento a 50 cm de altura que se comparan con los valores observados.

En la Tabla IX.2 se incluyen los valores de los parámetros estadísticos resultantes de la comparación entre los valores estimados por el modelo y las observaciones a 50 cm de altura; el error sesgado medio (ESM), el error cuadrático medio (ECM), y sus componentes sistemática y no sistemática, el error fraccional medio (EFM), el índice de concordancia (dd), la ordenada y la pendiente del ajuste entre los valores calculados por el modelo y los observados y su coeficiente de determinación r^2,(Fox, 1980; Willmott, 1982), definidos en las ecuaciones VIII.5 a VIII.12.

De los resultados obtenidos de la comparación de los modelos en las condiciones de Pampa del Castillo, se concluye que para z = 50cm, son estadísticamente similares las estimaciones obtenidas por el modelo propuesto y el de Kondo y Adashi (1976), siendo los ESM ,ECM y EFM muy pequeños en ambos casos con índices de concordancia de 0.99 y 0.96 respectivamente (ver Tabla IX.2), en contraposición con las conclusiones obtenidas con las experiencias en túnel de viento.

Por otro lado, los modelos de Inoue (1963), Cionco y otros (1963) y Cowan (1968), mostraron el mismo comportamiento cuando fueron utilizados para la estimación de la velocidad a 50 cm en la experiencia de Pampa del Castillo (ver Tabla IX.2). La magnitud de los errores detectados podría ser atribuible a que estos modelos suponen una funcion constante para describir la variación vertical del área de arrastre, físicamente inconsistente con la distribución de la concentración de partículas de suelo en el aire en condiciones de erosión.

Las estimaciones obtenidas mediante el modelo de Chepil (1945a) muestran un marcado apartamiento respecto del valor observado y del resto de los modelos. Es de remarcar la diferencia en el comportamiento del mismo cuando se lo utiliza para describir los perfiles verticales de la velocidad del viento obtenidos en túnel de viento ($H \cong 10$ cm) y en condiciones ambientales.

z = 50 cm	INOUE	KONDO	COWAN	CIONCO	CHEPIL	MODELO
PROMEDIO OBSERVADO (m/s)	3.96	3.96	3.96	3.96	3.96	3.96
DESVIO (m/s)	1.07	1.07	1.07	1.07	1.07	1.07
PROMEDIO ESTIMADO (m/s)	5.42	3.65	5.14	4.97	6.73	3.84
DESVIO (m/s)	4.58	1.14	12.60	1.72	1.97	1.13
ERROR SESGADO MEDIO (m/s)	-1.46	0.31	-1.18	-1.01	-2.88	0.12
ERROR FRACCIONAL MEDIO	-0.30	0.10	-0.25	-0.20	-0.51	0.04
ERROR CUADRATICO MEDIO (m^2/s^2)	2.40	0.11	1.69	1.50	8.52	0.06
COMPONENTE SISTEMATICA (m^2/s^2)	1.54	0.32	1.29	1.18	2.91	0.12
COMPONENTE NO SISTEMAT. (m^2/s^2)	0.16	0.12	0.18	0.33	0.20	0.21
INDICE DE CONCORDANCIA	0.74	0.96	0.80	0.83	0.53	0.99
ORDENADA (m/s)	-0.40	-0.53	-0.74	-1.26	-0.49	-0.22
PENDIENTE	-1.47	1.06	1.46	1.57	1.83	1.03
R^2	0.99	0.99	0.99	0.96	0.99	0.99

Tabla IX.2: *Valores de los parámetros estadísticos propuestos, por Fox (1981) y Willmott (1982) obtenidos de la comparación entre la velocidad del viento estimada por los modelos analizados y las observadas en Pampa del Castillo en 50 cm*

En la Figura IX.3 y en la Tabla IX.3, se incluyen los "box plot" y los diagramas de "tallo-hoja", respectivamente, correspondientes a los errores fraccionales obtenidos de la estimación de la velocidad del viento mediante los distintos modelos, cuando se comparan los resultados obtenidos con la velocidad del viento a 50 cm de altura en Pampa del Castillo.

Se pueden comparar simultáneamente las medidas de posición y dispersión de los errores y se detectan las marcadas diferencias en el comportamiento del modelo de Chepil (1945a) respecto de los otros analizados; los errores fraccionales se distribuyen alrededor del 70%. Para las soluciones del modelo de Inoue (1963), Cionco y otros (1963) y Cowan (1968), los errores fraccionales se distribuyen con mayor frecuencia entre el 30 y 40%, mientras que los que resultan de la estimacion mediante el modelo de Kondo y Adashi (1976), juntamente con los del MODELO propuesto son menores al 8%.

Se observan limitaciones en la aplicación de los modelos analizados para describir los perfiles verticales de velocidad del viento dentro de una capa de aire con partículas de suelo en saltación. En estos casos, el conocimiento de la distribución de área de arrastre es relevante. La cobertura vegetal está caracterizada por una distribución más homogénea de obstáculos entre la superficie y el tope, mientras que en la capa con partículas en saltación el área es máxima en superficie y disminuye rápidamente con la altura. Además la validez de los modelos queda restringida a

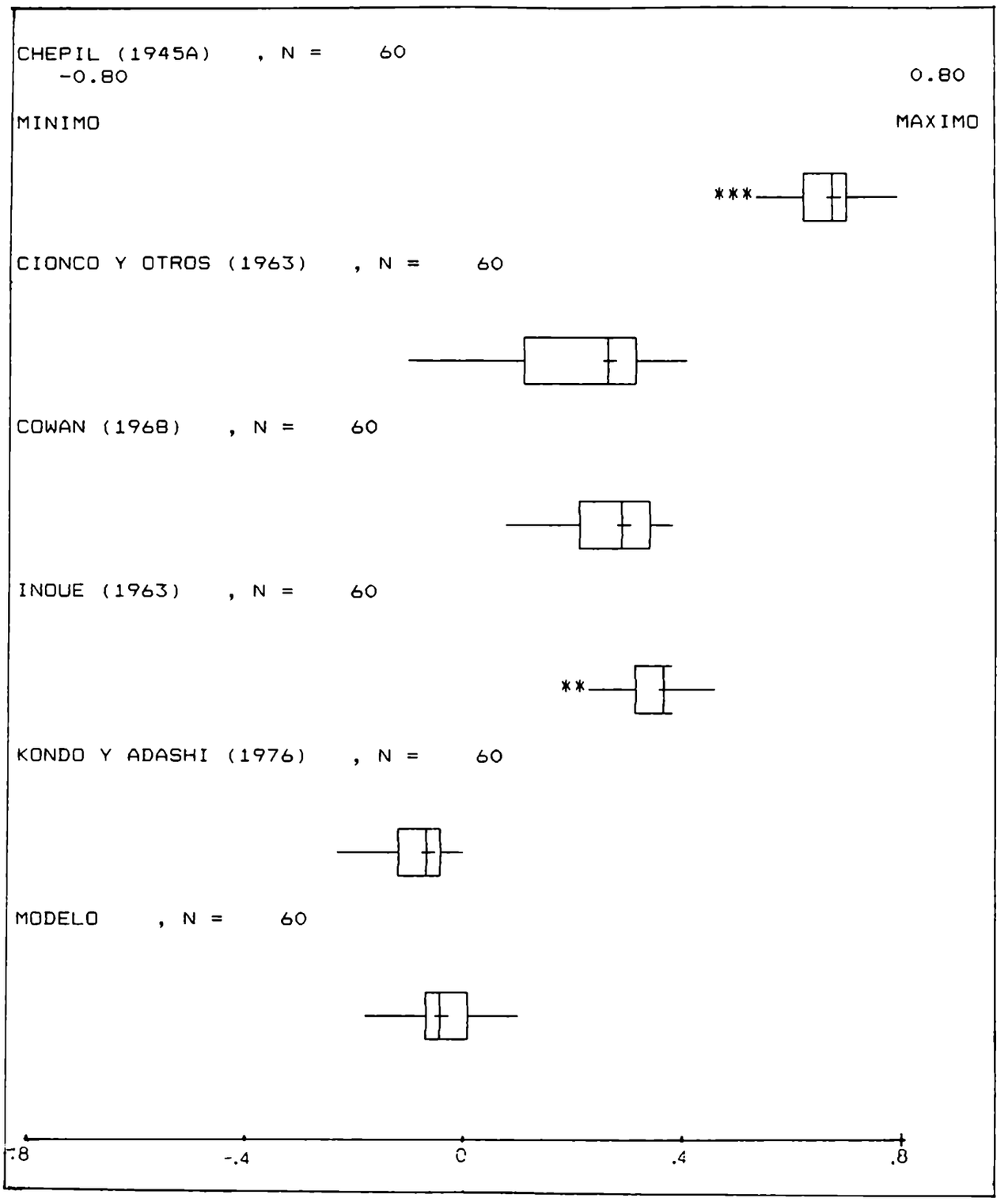

Figura IX.3: *Box Plot correspondiente a los errores fraccionales de las estimaciones de velocidad del viento a 50 cm en Pampa del Castillo mediante los distintos modelos. Se indican los valores máximos y mínimos de cada serie, el cuarto inferior (CI), cuarto superior (CS) y la mediana(M). Los * indican los datos anómalos de la serie.*

```
CHEPIL (1945a)    , N =     60
MIN.= 0.50  CI = 0.66  MEDIANA = 0.71  CS = 0.74  MAX.= 0.81

                5   0124
          ***OUTSIDE VALUES***
                5   678
                6   002344
                6 H 56777899999
                7 H 011111122222223333334444
                7   55666667799
                8   1

CIONCO Y OTROS (1963)    , N =     60
 MIN.= -0.09  CI = 0.13  MEDIANA = 0.29  CS = 0.33  MAX.= 0.41

               -0   95511
                0   234678
                1 H 002244566789
                2 H 02345899
                3 H 000111111223333556667788999
                4   01

COWAN (1968)    , N =     60
 MIN.=  0.10  CI = 0.22  MEDIANA = 0.30  CS = 0.35  MAX. = 0.40

                1   0044
                1   6669999
                2 H 122223
                2   56667788889
                3 M 0000122333333344
                3 H 55555555666788
                4   00

INOUE (1963)    , N =     60
 MIN.=  0.21  CI = 0.34  MEDIANA = 0.38  CS = 0.40  MAX.= 0.46

                2   112
          ***OUTSIDE VALUES***
                2   4
                2   66789
                3 H 01223344
                3 M 556666677777888888899999999
                4 H 000011112222344
                4   6

KONDO Y ADASHI (1976)    , N =     60
 MIN.= -0.22  CI = -0.13  MEDIANA = -0.08  CS = -0.05  MAX.= -0.01

               -2   22
               -1   998886665
               -1 H 443332110000
               -0 H 998888877666666666655555
               -0   4444444433311

 MODELO     , N =     60
 MIN.=  -0.180  CI = -0.08  MEDIANA = -0.04  CS = 0.01  MAX.=0.10

               -1   865
               -1   4433200
               -0 H 998887666655555
               -0 M 444444322222211
                0 H 0011111112222334
                0   589
                1   0
```

Tabla IX.4 *Diagrama tallo-hoja correspondiente a los errores fraccionales de las estimaciones de la velocidad del viento mediante los distintos modelos respecto de la velocidad del viento observada a 50 cm de altura en Pampa del Castillo*

determinados rangos de C_D que dependen del modelo considerado y de la variación vertical de la densidad de área de arrastre o, como en el caso del modelo de Chepil (1945a), las limitaciones se hacen evidentes cuando se lo extrapola a condiciones de campo.

CAPITULO X

SENSIBILIDAD DEL MODELO

Como se mencionó en el Capítulo VII, el modelo consiste en la resolución de la ecuación (VII.6):

$$\frac{\partial}{\partial z}\left(Km\,(z)\ \frac{\partial\, u(z)}{\partial z} \right) = \frac{1}{2}\ C_d'(z)\ a(z)\ u^2(z)$$

donde C_d' es el coeficiente de arrastre,

a es el área por unidad de volumen proyectada por los obstáculos a la altura z dentro de la capa,

u es la velocidad media del viento a la altura z,

Km es el coeficiente de intercambio turbulento de cantidad de movimiento.

Para poder integrar la ecuación (VII.6) se encontraron funciones empíricas que describen la variación vertical de Cd'(z), a(z) y Km(z) para distintas condiciones de tipo de suelo, rugosidad superficial y velocidad del viento que fueron obtenidas a partir de valores observacionales correspondientes a experiencias realizadas en túnel de viento en condiciones de erosión eólica (Chepil, 1945b) (ver Capítulo VII).

La ecuación (VII.6) fue integrada incluyendo las siguientes formas de los parámetros involucrados:

- una función exponencial para describir la variación vertical del área de arrastre a(z/H) tal que (ecuación VII.17):

$$a(z/H) = (1 - z/H)\ \exp\ (A + B\ z/H)$$

- una función logarítmica para describir la variación vertical del coeficiente de arrastre, Cd'(z/H) (ecuación VII.19).

$$Cd'(z/H) = C + D\ \ln\ (z\ /\ H)$$

- una función exponencial para describir la variación vertical del coeficiente de intercambio turbulento de cantidad de movimiento Km(z/H) (ecuación VII.21):

$$Km(z/H) = Km(H)\ \exp\ [-\gamma\ (1 - z/H)]$$

Por otro lado, la aplicación del modelo requiere del conocimiento previo de los valores de los parámetros de entrada (la altura de la capa de saltación (H), el coeficiente de intercambio turbulento de cantidad de movimiento (Km(H)), la velocidad del

viento a la altura H (u(H)) y su derivada ((du/dz)$_H$) que pueden ser medidos o estimados mediante distintos métodos.

La aplicación del modelo requiere del conocimiento del impacto que, sobre el valor de la velocidad del viento, tienen las distintas formas que pueden tomar los coeficientes incluídos en la ecuación (VII.6) (a(z/H), Km(z/H), Cd(z/H)), como así también los distintos valores que pueden adquirir los parámetros de entrada del modelo (H, (Km(H), u(H) y du/dz)$_H$)

Para analizar dichos efectos se aplicó el modelo a los valores de velocidad del viento y de velocidad de fricción observados en la experiencia realizada por Gerety y Slingerland (1982) en túnel de viento en condiciones de erosión (Tabla X.1)

experim.		u(H)(cm/s)	u*(H) (cm/s)	C_D
1	*	530	20	0.003
2	*	640	40	0.008
3	*	750	52	0.010
4	*	1025	110	0.023

Tabla X.1: *Valores de velocidad del viento y de la velocidad de fricción obtenidos en túnel de viento (Gerety y Slingerland,(1982)). Se incluyen ademas los valores de coeficiente de arrastre global* ($C_D=2*(u*/u)^2$)

Se procedió variando en cada oportunidad, sólo uno de los parámetros de acuerdo con el siguiente esquema:

A. Modificación de la distribución vertical del área de arrastre a(z/H). Se evaluaron los resultados obtenidos mediante el modelo cuando se modifican los valores de los coeficientes A y B incluidos en la ecuación (VII.17) dentro de los rangos obtenidos para los distintos tipos de suelo y rugosidad superficial (Tabla VII.8). Los valores asignados a A y B son:

	AREA1	AREA2	AREA3
A	-4.50	-5.75	-6.30
B	-6.00	-8.00	-10.00

El AREA1 tiene los parámetros equivalentes a un suelo franco, el AREA2 corresponde a un suelo franco-arenoso y el AREA3 a un suelo arcilloso.

Los resultados obtenidos a distintas alturas (z/H=0.8, 0.5, 0.2 y 0.1) y para las distintas condiciones (E1, E2, E3 y E4) se presentan en la Tabla X.2. En la misma se muestran las variaciones de la velocidad del viento con respecto a un valor de referencia (casillero sombreado), correspondiente al AREA1.

Z/H=0.8	E1				E2				E3				E4		
A\B	-6	-8	-10	A\B	-6	-8	-10	A\B	-6	-8	-10	A\B	-6	-8	-10
-4.5	100	100	100	-0.1	100	100	100	-0.1	100	100	100	-0.1	100	100	100
-5.75	100	100	100	-5.75	100	100	100	-5.75	100	100	100	-5.75	100	100	100
-6.3	100	100	100	-6.32	100	100	100	-6.32	100	100	100	-6.32	100	100	100
Z/H=0.5	E1				E2				E3				E4		
A\B	-6	-8	-10	A\B	-6	-8	-10	A\B	-6	-8	-10	A\B	-6	-8	-10
-4.5	100	100	100	-0.1	100	100	100	-0.1	100	100	100	-0.1	100	100	100
-5.75	100	100	100	-5.75	100	100	100	-5.75	100	100	100	-5.75	100	100	100
-6.3	100	100	100	-6.32	100	100	100	-6.32	100	100	100	-6.32	100	100	100
Z/H=0.2	E1				E2				E3				E4		
A\B	-6	-8	-10	A\B	-6	-8	-10	A\B	-6	-8	-10	A\B	-6	-8	-10
-4.5	100	96	95	-0.1	100	98	97	-0.1	100	98	97	-0.1	100	99	98
-5.75	95	94	94	-5.75	97	97	96	-5.75	97	97	96	-5.75	98	98	98
-6.3	94	94	94	-6.32	97	96	96	-6.32	97	96	96	-6.32	98	98	98
Z/H=0.1	E1				E2				E3				E4		
A\B	-6	-8	-10	A\B	-6	-8	-10	A\B	-6	-8	-10	A\B	-6	-8	-10
-4.5	100	93	89	-0.1	100	95	93	-0.1	100	96	94	-0.1	100	97	95
-5.75	89	87	86	-5.75	93	92	91	-5.75	94	92	92	-5.75	95	94	94
-6.3	87	86	85	-6.32	92	91	91	-6.32	93	92	92	-6.32	94	94	94

Tabla X.2: *Variaciones porcentuales de la velocidad del viento con respecto a un valor de referencia (casilleros sombreados) obtenidos mediante el modelo propuesto cuando se modifican los perfiles verticales de área de arrastre (a(z/H)=(1-z/H)exp((A+Bz/H)). Modificaciones de A (-4.5,-5.75,-6.3) y B (-6,-8,-10) para distintas condiciones (E1,E2,E3 Y E4) (ver Tabla IX.1) y para distintas alturas z/H (0.8,0.5,0.2 y 0.1)*

B. Modificación de la distribución vertical del coeficiente de arrastre de los elementos individuales (Cd'(z/H)). Se evaluaron los resultados obtenidos mediante el modelo para tres situaciones, identificados como CD1, CD2 y CD3, en las que se modifican los valores de los coeficientes C y D involucrados en la ecuación (VII.19) dentro de los rangos obtenidos para los distintos tipos de suelo y rugosidad superficial, según el siguiente esquema:

	CD1	CD2	CD3
C	1.0	0.1	0.01
D	-0.1	0.0	0.10

Los resultados obtenidos para dos condiciones extremas de variación vertical de área de arrastre AREA1 y AREA3, para distintas condiciones (E1, E2, E3 y E4) y a distintas alturas (z/H

AREA1(-4.5,-6)

Z/H=0.8	E1				E2				E3				E4		
D/C	1	.1	.01	D/C	1	.1	.01	D/C	1	.1	.01	D/C	1	.1	.01
-0.1	100	100	100	-0.1	100	100	100	-0.1	100	100	100	-0.1	100	100	100
0	100	100	100	0	100	100	100	0	100	100	100	0	100	100	100
0.1	100	100	100	0.1	100	100	100	0.1	100	100	100	0.1	100	100	100
Z/H=0.5	E1				E2				E3				E4		
D/C	1	.1	.01	D/C	1	.1	.01	D/C	1	.1	.01	D/C	1	.1	.01
-0.1	100	100	100	-0.1	100	100	100	-0.1	100	100	100	-0.1	100	100	100
0	100	100	100	0	100	100	100	0	100	100	100	0	100	100	100
0.1	100	100	100	0.1	100	100	100	0.1	100	100	100	0.1	100	100	100
Z/H=0.2	E1				E2				E3				E4		
D/C	1	.1	.01	D/C	1	.1	.01	D/C	1	.1	.01	D/C	1	.1	.01
-0.1	100	95	94	-0.1	100	97	96	-0.1	100	97	97	-0.1	100	98	98
0	99	94	93	0	100	96	96	0	100	97	96	0	100	98	98
0.1	99	93	93	0.1	99	96	96	0.1	99	96	96	0.1	100	98	97
Z/H=0.1	E1				E2				E3				E4		
D/C	1	.1	.01	D/C	1	.1	.01	D/C	1	.1	.01	D/C	1	.1	.01
-0.1	100	88	87	-0.1	100	92	92	-0.1	100	93	93	-0.1	100	95	94
0	98	86	85	0	99	91	91	0	99	92	92	0	99	94	94
0.1	97	85	84	0.1	98	91	90	0.1	98	91	91	0.1	99	94	93

AREA3(-6,-10)

Z/H=0.8	E1				E2				E3				E4		
D/C	1	.1	.01	D/C	1	.1	.01	D/C	1	.1	.01	D/C	1	.1	.01
-0.1	100	100	100	-0.1	100	100	100	-0.1	100	100	100	-0.1	100	100	100
0	100	100	100	0	100	100	100	0	100	100	100	0	100	100	100
0.1	100	100	100	0.1	100	100	100	0.1	100	100	100	0.1	100	100	100
Z/H=0.5	E1				E2				E3				E4		
D/C	1	.1	.01	D/C	1	.1	.01	D/C	1	.1	.01	D/C	1	.1	.01
-0.1	100	100	100	-0.1	100	100	100	-0.1	100	100	100	-0.1	100	100	100
0	100	100	100	0	100	100	100	0	100	100	100	0	100	100	100
0.1	100	100	100	0.1	100	100	100	0.1	100	100	100	0.1	100	100	100
Z/H=0.2	E1				E2				E3				E4		
D/C	1	.1	.01	D/C	1	.1	.01	D/C	1	.1	.01	D/C	1	.1	.01
-0.1	100	100	100	-0.1	100	100	100	-0.1	100	100	100	-0.1	100	100	100
0	100	100	100	0	100	100	100	0	100	100	100	0	100	100	100
0.1	100	100	100	0.1	100	100	100	0.1	100	100	100	0.1	100	100	100
Z/H=0.1	E1				E2				E3				E4		
D/C	1	.1	.01	D/C	1	.1	.01	D/C	1	.1	.01	D/C	1	.1	.01
-0.1	100	99	99	-0.1	100	99	99	-0.1	100	100	100	-0.1	100	100	100
0	100	99	99	0	100	99	99	0	100	100	99	0	100	100	100
0.1	100	99	99	0.1	100	99	99	0.1	100	99	99	0.1	100	100	100

Tabla X.3: *Variaciones porcentuales de la velocidad del viento con respecto a un valor de referencia (casilleros sombreados) obtenidas mediante el modelo propuesto cuando se modifica el coeficiente de arrastre de las partículas individuales (Cd'(z/H)=C-Dlnz/H) para C=1, 0.1 y 001 y D=-0.1 y 0.01 para distintas condiciones (E1, E2, E3 Y E4) (ver Tabla IX.1), para distintas alturas z/H (0.8, 0.5, 0.2 y 0.1) y con dos tipos de suelo , a) AREA1 Y b) AREA3.*

C. Modificación de la distribución vertical del coeficiente de intercambio turbulento de cantidad de movimiento, Km(z/H). Se evaluaron los resultados obtenidos mediante el modelo cuando se modifican los valores del coeficiente γ y de Km(H) incluidos en la ecuación (VII.21). En el caso de Km(H), se considera que es una función de la velocidad de fricción (u_*) expresada mediante la relación (ver ecuación VII.22):

$$Km(H) = k\ u_*\ H.$$

y se analizan los efectos de considerar una variación de la velocidad de fricción del 100% respecto a los valores propuestos en cada situación de la Tabla X.1. Para el coeficiente γ se consideran los valores: $\gamma_1 = 0$, $\gamma_2 = 1$, $\gamma_3 = 2$ y $\gamma_4 = 3$.

Los resultados obtenidos para condiciones extremas de la variación vertical del área de arrastre (AREA1 y AREA3), para distintas condiciones (E1, E2, E3 y E4) (ver Tabla X.1) y en z/H=0.8, 0.5, 0.2 y 0.1, se incluyen en la Tabla X.4 a) y b). En la Tabla se muestran las variaciones de la velocidad del viento respecto a un valor de referencia (casillero sombreado), correspondiente al valor de u_* dentro de la capa de saltación con el coeficiente $\gamma = 2$.

D. Para encontrar la influencia de la altura de la capa de aire con partículas en saltación se evalúa la respuesta del modelo a variaciones de ±20% de la altura para dos situaciones extremas de variación vertical del área de arrastre AREA1 y AREA3 para distintas condiciones atmosféricas (E1, E2, E3 y E4), a diferentes alturas (z/H = 0.8, 0.5, 0.2 y 0.1) y para distintos valores del coeficiente γ (0,2,3). Los resultados se incluyen en la Tabla X.5 a) y b). En la Tabla se observan las variaciones de la velocidad del viento respecto de un valor de referencia (casilleros sombreados).

E. Para las variaciones en el gradiente vertical de la velocidad del viento en el tope de la capa de aire con partículas en saltación, se evalúan los resultados obtenidos para dos condiciones extremas de variación vertical del área de arrastre AREA1 y AREA3, para distintas condiciones (E1, E2, E3 y E4) (Ver Tabla X.1) y a diferentes alturas (z/H = 0.8, 0.5, 0.2 y 0.1) donde se consideran los siguientes valores de gradiente vertical de la velocidad del viento, que se encuentran comprendidos dentro de las situaciones consideradas:

AREA1(-4.5,6)

Z/H=0.8	E1				E2				E3				E4			
U*\G	0	1	2	3	U*\G	0	1	2	3	U*\G	0	1	2	3	U*\G	0	1	2	3
U*1	101	100	100	100	U*1	101	100	100	100	U*1	101	100	100	99	U*1	101	101	100	99
U*2	101	100	100	100	U*2	101	100	100	100	U*2	101	100	100	99	U*2	101	101	100	99
Z/H=0.5	E1				E2				E3				E4			
U*\G	0	1	2	3	U*\G	0	1	2	3	U*\G	0	1	2	3	U*\G	0	1	2	3
U*1	104	102	100	97	U*1	106	104	100	94	U*1	108	104	100	94	U*1	113	107	100	89
U*2	104	102	100	97	U*2	107	104	100	95	U*2	108	105	100	94	U*2	113	108	100	89
Z/H=0.2	E1				E2				E3				E4			
U*\G	0	1	2	3	U*\G	0	1	2	3	U*\G	0	1	2	3	U*\G	0	1	2	3
U*1	108	105	100	90	U*1	123	115	100	72	U*1	128	118	100	125	U*1	164	141	100	23
U*2	110	109	107	104	U*2	124	117	104	79	U*2	129	120	104	73	U*2	165	143	103	27
Z/H=0.1	E1				E2				E3				E4			
U*\G	0	1	2	3	U*\G	0	1	2	3	U*\G	0	1	2	3	U*\G	0	1	2	3
U*1	105	103	100	93	U*1	129	120	100	58	U*1	137	125	100	48	U*1	213	174	100	0
U*2	109	111	118	134	U*2	132	125	110	75	U*2	140	130	110	62	U*2	215	179	107	0

AREA3(-6,-10)

Z/H=0.8	E1				E2				E3				E4			
U*\G	0	1	2	3	U*\G	0	1	2	3	U*\G	0	1	2	3	U*\G	0	1	2	3
U*1	101	100	100	100	U*1	101	100	100	100	U*1	101	100	100	99	U*1	101	101	100	99
U*2	101	100	100	100	U*2	101	100	100	100	U*2	101	100	100	99	U*2	101	101	100	99
Z/H=0.5	E1				E2				E3				E4			
U*\G	0	1	2	3	U*\G	0	1	2	3	U*\G	0	1	2	3	U*\G	0	1	2	3
U*1	104	102	100	97	U*1	107	104	100	94	U*1	108	105	100	94	U*1	113	108	100	89
U*2	104	102	100	97	U*2	107	104	100	94	U*2	108	105	100	94	U*2	113	108	101	89
Z/H=0.2	E1				E2				E3				E4			
U*\G	0	1	2	3	U*\G	0	1	2	3	U*\G	0	1	2	3	U*\G	0	1	2	3
U*1	114	109	100	84	U*1	127	117	100	69	U*1	131	120	100	63	U*1	168	143	100	21
U*2	114	109	100	84	U*2	127	117	100	69	U*2	131	120	100	63	U*2	168	143	100	21
Z/H=0.1	E1				E2				E3				E4			
U*\G	0	1	2	3	U*\G	0	1	2	3	U*\G	0	1	2	3	U*\G	0	1	2	3
U*1	119	112	100	75	U*1	140	126	100	48	U*1	148	131	100	38	U*1	225	182	100	0
U*2	119	113	101	77	U*2	140	127	101	49	U*2	148	132	100	39	U*2	225	182	100	0

Tabla X.4: *Variaciones porcentuales de la velocidad del viento con respecto a un valor de referencia (casilleros sombreados) obtenidas mediante el modelo propuesto cuando se modifica el coeficiente de intercambio turbulento de cantidad de movimiento (ecuaciones VII.16 y 17), variando u* (u*1 y u*2) y el valor de γ (0,1,2,3) para distintas condiciones (E1,E2,E3 Y E4) (ver Tabla IX.1), a diferentes alturas z/H (0.8,0.5,0.2 y 0.1) y dos tipos de suelo , a) AREA1 Y b) AREA3.*

A1(-4.5,-6)

Z/H=0.8		E1				E2				E3				E4	
G/H	12	10	8		12	10	8		12	10	8		12	10	8
0	100	101	101	0	100	101	102	0	99	101	102	0	99	101	103
2	99	100	101	2	98	100	101	2	98	100	101	2	96	100	102
3	98	100	101	3	97	100	101	3	97	99	101	3	95	99	102
Z/H=0.5		E1				E2				E3				E4	
G/H	12	10	8		12	10	8		12	10	8		12	10	8
0	103	104	105	0	105	106	109	0	107	109	112	0	110	113	117
2	99	100	102	2	97	100	104	2	99	100	106	2	95	100	108
3	95	97	100	3	91	94	100	3	92	95	102	3	83	89	100
Z/H=0.2		E1				E2				E3				E4	
G/H	12	10	8		12	10	8		12	10	8		12	10	8
0	106	108	109	0	120	123	127	0	124	128	132	0	156	164	174
2	97	100	103	2	93	100	109	2	91	100	111	2	81	100	126
3	85	90	96	3	60	72	89	3	53	67	87	3	0	23	71
Z/H=0.1		E1				E2				E3				E4	
G/H	12	10	8		12	10	8		12	10	8		12	10	8
0	104	105	106	0	126	129	133	0	133	137	142	0	200	213	225
2	97	100	103	2	89	100	110	2	87	100	113	2	63	100	136
3	0	93	99	3	37	58	78	3	22	48	73	3	0	0	17

A2(-6,-10)

Z/H=0.8		E1				E2				E3				E4	
G/H	12	10	8		12	10	8		12	10	8		12	10	8
0	100	101	101	0	100	101	102	0	99	101	102	0	99	101	103
2	99	100	101	2	98	100	101	2	98	100	101	2	96	100	102
3	98	100	101	3	97	100	101	3	97	99	101	3	95	99	102
Z/H=0.5		E1				E2				E3				E4	
G/H	12	10	8		12	10	8		12	10	8		12	10	8
0	103	104	105	0	105	107	109	0	106	108	110	0	110	113	117
2	99	100	102	2	98	100	104	2	97	100	105	2	93	100	108
3	95	97	100	3	92	94	100	3	91	94	100	3	84	89	100
Z/H=0.2		E1				E2				E3				E4	
G/H	12	10	8		12	10	8		12	10	8		12	10	8
0	112	114	116	0	124	127	131	0	127	131	136	0	160	168	178
2	96	100	106	2	93	100	111	2	91	100	113	2	82	100	128
3	78	84	94	3	57	69	88	3	50	63	86	3	0	21	70
Z/H=0.1		E1				E2				E3				E4	
G/H	12	10	8		12	10	8		12	10	8		12	10	8
0	116	118	121	0	135	140	144	0	142	147	153	0	210	224	238
2	94	100	106	2	86	100	112	2	84	100	115	2	57	100	139
3	64	76	87	3	22	48	71	3	7	38	66	3	0	0	10

Tabla X.5: *Variaciones porcentuales de la velocidad del viento con respecto a un valor de referencia (casilleros sombreados) obtenidos mediante el modelo propuesto cuando se modifica la altura de la capa (H) para distintos valores de coeficiente γ (0,2,3), para distintas condiciones (E1,E2,E3 Y E4) (ver Tabla IX.1), a diferentes alturas z/H (0.8,0.5,0.2 y 0.1) y dos tipos de suelo , a) AREA1 Y b) AREA3.*

- Para E1, du/dz =5, 6, 7, 8, 9 y 10 seg^{-1}.
- Para E2, du/dz = 10, 11, 12, 13, 14 y 15 seg^{-1}
- Para E3, du/dz = 13, 14, 15, 16, 17 y 18 seg^{-1}
- Para E4, du/dz = 25, 30, 35, 40, 45 y 50 seg^{-1}.

Las soluciones obtenidas se incluyen en la Tabla X.6 a) y b). En la misma se observan las variaciones de la velocidad del viento con respecto a un valor de referencia (casilleros sombreados) correspondiente al valor de la derivada estimada utilizando la velocidad de fricción.

AREA1(-4.5,-6)

	E1							E2					
Z/H\du/dz	5	6	7	8	9	10	z/H	10	11	12	13	14	15
0.8	100	99	99	98	98	97	0.8	100	100	99	99	98	98
0.5	100	98	96	94	93	91	0.5	100	98	97	95	94	92
0.2	100	95	91	86	81	76	0.2	100	95	91	86	82	77
0.1	100	94	87	81	75	69	0.1	100	93	87	81	74	68
	E3							E4					
z/H\du/dz	13	14	15	16	17	18	z/H	25	30	35	40	45	50
0.8	100	100	99	99	99	98	0.8	100	99	97	96	95	93
0.5	100	99	97	96	94	93	0.5	100	95	89	83	78	72
0.2	100	96	92	88	83	79	0.2	100	80	61	42	23	3
0.1	100	94	88	82	141	70	0.1	100	69	38	7	0	0

AREA3(-6,10)

	E1							E2					
z/H\du/dz	5	6	7	8	9	10	z/H	10	11	12	13	14	15
0.8	100	99	99	98	98	97	0.8	100	100	99	99	98	98
0.5	100	98	96	94	93	91	0.5	100	98	97	95	94	92
0.2	100	95	90	86	81	76	0.2	100	95	91	86	82	77
0.1	100	94	88	81	75	69	0.1	100	94	87	81	74	67
	E3							E4					
z/H\du/dz	13	14	15	16	17	18	z/H	25	30	35	40	45	50
0.8	100	100	99	99	99	98	0.8	100	99	97	96	95	93
0.5	100	99	97	96	94	93	0.5	100	95	89	83	78	72
0.2	100	96	92	87	83	79	0.2	100	81	61	41	22	2
0.1	100	94	88	82	76	70	0.1	100	68	36	4	0	0

Tabla X.6: *Variaciones porcentuales de la velocidad del viento con respecto a un valor de referencia (Casilleros sombreados), obtenidos mediante el modelo propuesto cuando se modifica el valor de la derivada la velocidad del viento en el tope de la capa para distintas condiciones (E1, E2, E3, E4) (Ver tabla X.1), para diferentes alturas z/H (0.8,0.5,0.2,0.1) y dos tipos de suelo a) AREA 1 Y b) AREA 3*

F. Se evalúan además los resultados obtenidos mediante el modelo cuando, en lugar de considerar una variación exponencial de área de arrastre, se supone que ésta es constante con la altura, considerando para ello dos casos: a) el área integrada sobre toda la capa y b) el área promediada dentro de la capa. Se lleva a cabo este análisis para tres situaciones (A, B, y M) caracterizadas por distintos tipos de suelo y rugosidad superficial (ver Tabla VII.8), para distintas condiciones atmosféricas (E1, E2, E3 y E4) y a distintas alturas z/H (0.8, 0.5, 0.2, 0.1). Los resultados se incluyen en la Tabla X.7.

Z/h=0.8

	E1				E2				E3				E4		
	EXP	INT	PRO		EXP	INT	PRO		EXP	INT	PRO		EXP	INT	PRO
SIT. A	100	113	101	SIT. A	100	108	101	SIT. A	100	107	101	SIT. A	100	105	100
SIT. B	100	103	101	SIT. B	100	102	100	SIT. B	100	102	100	SIT. B	100	101	100
SIT. M	100	102	100	SIT. M	100	101	100	SIT. M	100	101	100	SIT. M	100	101	100

Z/h=0.5

	E1				E2				E3				E4		
	EXP	INT	PRO		EXP	INT	PRO		EXP	INT	PRO		EXP	INT	PRO
SIT. A	100	269	112	SIT. A	100	189	107	SIT. A	100	179	107	SIT. A	100	150	104
SIT. B	100	137	103	SIT. B	100	122	102	SIT. B	100	120	101	SIT. B	100	113	101
SIT. M	100	115	102	SIT. M	100	109	100	SIT. M	100	108	101	SIT. M	100	106	101

Z/h=0.2

	E1				E2				E3				E4		
	EXP	INT	PRO		EXP	INT	PRO		EXP	INT	PRO		EXP	INT	PRO
SIT. A	100	>500	148	SIT. A	100	>500	131	SIT. A	100	>500	129	SIT. A	100	483	124
SIT. B	100	306	114	SIT. B	100	216	109	SIT. B	100	205	104	SIT. B	100	180	107
SIT. M	100	169	107	SIT. M	100	143	105	SIT. M	100	140	105	SIT. M	100	132	104

Z/h=0.1

	E1				E2				E3				E4		
	EXP	INT	PRO		EXP	INT	PRO		EXP	INT	PRO		EXP	INT	PRO
SIT. A	100	>500	165	SIT. A	100	>500	145	SIT. A	100	>500	143	SIT. A	100	>500	143
SIT. B	100	459	120	SIT. B	100	292	114	SIT. B	100	276	106	SIT. B	100	253	113
SIT. M	100	207	111	SIT. M	100	169	107	SIT. M	100	164	107	SIT. M	100	160	107

Tabla X.7: *Variaciones porcentuales de la velocidad del viento con respecto a un valor de referencia (Casilleros sombreados), obtenidos mediante el modelo propuesto cuando se modifica la función que describe la variación vertical del área de arrastre: exponencial (EXP), constante e igual a la integral dentro de la capa (INT) y constante e igual al promedio dentro de la capa (PRO), en distintas condiciones (E1, E2, E3, E4) (Ver tabla X.1), para diferentes alturas z/H (0.8,0.5,0.2,0.1) y distintas situaciones de tipo de suelo y rugosidad superficial SIT.A, SIT.B Y SIT.M (ver Tabla VII.8)*

A continuación se resumen las principales características del comportamiento del modelo en las situaciones anteriormente descriptas.

De la aplicación del modelo en las situaciones anteriormente descriptas se analizan los resultados que se presentan a continuación:

Cuando se utiliza una forma exponencial para la variación vertical del área de arrastre y se modifica su pendiente, característica del tipo de suelo y rugosidad superficial, no se observan diferencias en los resultados del modelo o éstas son menores al 6% cuando $z/H \geq 0.2$ y se registran a bajas velocidades del viento. Estas variaciones responden tanto a las modificaciones propuestas para el valor de A como para el de B. Para $z/H=0.1$, las diferencias máximas son del 15% para bajas velocidades del viento. Estas disminuyen cuando aumenta la velocidad de fricción llegando a ser del orden del 5% cuando $C_D = 0.03$ (Ver Tabla X.2). Cuando se considera el área de arrastre constante con la altura, se observa por un lado, que si se considera el área promedio dentro de la capa, si bien las estimaciones de velocidad del viento difieren en menos del 20 % para los suelos arcillosos o para los franco y franco arenosos con superficies rugosas para todas las alturas analizadas, para los suelos franco sobre superficies lisas las diferencias alcanzan el 65% para alturas menores a 0.5H; si se considera el área de arrastre integrada dentro de la capa, los apartamientos respecto al valor de referencia se detectan a alturas de 0.8H y son de mayor magnitud, en algunos casos supera el 200% en $z/H=0.5$ y dejan de ser comparables para alturas menores (apartamientos superiores al 500%). En todos los casos, las situaciones con suelos franco y franco-arenosos, sobre superficies lisas el modelo es muy sensible a la forma de a(z) utilizada.

Cuando se modifica la variación vertical del coeficiente de arrastre de las partículas (Cd'), se observa que para la situación AREA1, las diferencias máximas en todos los casos son menores al 10% y disminuyen cuando aumenta la velocidad. Para la situación AREA3, las diferencias son prácticamente nulas (ver Tabla X.3).

Cuando se modifica el coeficiente de intercambio turbulento, no se observan variaciones en las diferencias si varía la velocidad de fricción mientras que son significativas cuando se modifica el valor del coeficiente γ (ver Tabla X.4).

Para la situación AREA1, las variaciones de la velocidad

del viento obtenidas aumentan con el valor de la velocidad de fricción. Estas son menores del 10% sólo cuando $z/H \geq 0.5$ y $C_D < 0.01$. Para valores mayores de C_D y para alturas más cercanas a la superficie se observa una importante modificación de las velocidades del viento obtenidas mediante el modelo según sea el valor de γ utilizado. En estos casos, modificaciones de γ en una unidad dan lugar a variaciones de la velocidad del viento que son del orden del 10% para $\gamma = 0$, del 15% para $\gamma = 2$ y llegan a encontrarse variaciones del 70% cuando $\gamma = 3$. Estas variaciones son aún de mayor magnitud cuando el análisis se hace para la situación AREA3.

Del análisis del comportamiento del modelo respecto a la elección del coeficiente γ incluido en la forma del $K_m(z)$, se ha detectado una dependencia del mismo con la velocidad del viento y la velocidad de fricción. Se han obtenido empíricamente los valores de γ óptimos en cada caso, encontrándose que el exponente es una función inversa de la velocidad de fricción. Los valores hallados se presentan en la Tabla X.8

u_* (cm/seg)	γ
20	2.5
40	2.0
52	2.0
110	1.5

Tabla X.8 *Valores óptimos de γ obtenidos empiricamente para diferentes valores de velocidad de fricción (u_*)*

Cuando se modifican las variables de entrada se observa que:

i. variando la derivada de la velocidad en el tope de la capa (ver Tabla X.6), las velocidades del viento obtenidas mediante el modelo difieren según sea el valor utilizado para la derivada de la velocidad en el tope de la capa. Cuando ésta varía en el orden de 5 seg^{-1}, la velocidad en $z/H < 0.5$ varía en menos del 10%, aumentando este porcentaje notablemente para alturas menores. Se observan variaciones del 25% para $Z/H \leq 0.2$ y del 30% para $Z/H \leq 0.1$. En estos casos, las variaciones menores del 10% se producen cuando la derivada de la velocidad varía en menos de ± 3 $seg.^{-1}$

ii. variando la altura de la capa (ver Tabla X.5), se observa que, tanto en la situación AREA1 como en AREA3, ante una variación de ±20% cuando $\gamma=0$, el modelo presenta valores con diferencias que no superan el 5% para todas las alturas analizadas. Cuando $\gamma=2$, la diferencia se incrementa al disminuir la altura y

aumenta el coeficiente de arraste global (C_D). Las diferencias son menores que el 10% para $C_D \leq 0.01$ y $z/H \geq 0.2$ y que el 25 % para alturas menores. Para valores mayores de C_D las variaciones en los resultados del modelo oscilan entre 25% y 35%. Para $\gamma=3$ las diferencias aumentan notablemente cuando $z/H \leq 0.2$ y $Cd > 0.003$ (25% al 35%) llegando en casos extremos a diferencias del orden del 200% ($Cd=0.03$ y $z/H=0.1$)

Por lo tanto, el modelo posee una baja sensibilidad a los valores de $a(z)$ y $C_D(z)$ utilizados, mientras que es altamente sensible a la forma del coeficiente de intercambio turbulento de cantidad de movimiento (Km) y a las variables de entrada: altura de la capa (H) y derivada de la velocidad a esa altura $(du/dz)_H$.

Las modificaciones de $Km(z)$ están dadas por el parámetro γ que afecta el exponente de la ecuación (VI.16). Una correcta evaluación de este parámetro es importante pues se ha detectado una variación del mismo con la velocidad del viento que habitualmente no es considerada. Es más sensible cuando se aplica sobre suelos arcillosos que sobre suelos franco o franco arenosos.

En el caso de las variables de entrada, (H y $(du/dz)_H$, se puede concluir que el efecto de una variación en el valor de H utilizado es importante cuando aumenta el coeficiente γ y el coeficiente de arrastre global (C_D). Considerar valores altos erróneos de γ a altas velocidades del viento posibilita errores que pueden ser del orden del 25 al 35%. Este se reduce al considerar en primer término un ajuste de los valores de γ utilizados. En cuanto a la derivada de la velocidad en el tope de la capa, se trata de un parámetro de suma importancia debido a las dificultades para su determinación y el peso que tiene sobre los valores de velocidad del viento obtenidos como resultado del modelo.

CAPITULO XI

CONCLUSIONES

A partir de la aplicación de los modelos convencionales de capa de superficie atmosférica a las condiciones de la experiencia micrometeorológica en Pampa del Castillo, donde se detectó la presencia de una capa de aire con partículas de suelo en saltación producto del proceso de erosión eólica, se encontró que estos modelos son válidos para describir los perfiles verticales de temperatura, mientras que para la velocidad del viento sólo son aplicables a alturas mayores que la altura de la capa en saltación. Aunque se aceptara una mayor tolerancia en el error de estimación de la velocidad del viento, la validez de los mismos se encuentra restringida a alturas mayores que el valor del desplazamiento del plano cero, no permitiendo la descripción de la variacion vertical de la velocidad del viento dentro de la capa de aire con partículas en saltación.

El modelo desarrollado en este trabajo permite calcular la velocidad del viento y su derivada a distintas alturas dentro de una capa de aire con partículas en saltación, con una distribución de área de arrastre dada, utilizando como variables de entrada la velocidad del viento y su derivada en el tope de la capa, la altura de la capa y los coeficientes involucrados en la ecuación diferencial básica que describe el proceso que, según se obtuvo a partir de observaciones realizadas en túnel de viento en condiciones de erosión, son funciones del tipo de suelo y de la rugosidad superficial.

El modelo propuesto resulta adecuado para describir satisfactoriamente los perfiles verticales de velocidad del viento en estas condiciones, aunque se ha observado en el mismo una gran sensibilidad al gradiente de velocidad del viento en el tope de la capa. Cuando la derivada de la velocidad se calcula en función de la velocidad de fricción válida por encima de la capa, los valores de velocidad del viento estimados a $z/H = 0.5$ muestran un buen ajuste con los observados (ajuste lineal con pendiente de 0.95, ordenada al origen de 0.05 m/s y $r^2 = 0.96$) con un índice de concordancia de 0.99 y un error cuadrático medio de 0.1 m^2/s^2; los errores fraccionales se distribuyen alrededor del cero con poca dispersión con un valor medio de 6%, no observándose una componente sistemática de los residuos.

Cuando se amplía la comparación a todas las alturas disponibles, se observa, que el modelo describe en forma adecuada la variación vertical de la velocidad del viento, que los errores

de estimación del modelo aumentan cuando disminuye la altura y cuando aumenta la velocidad de fricción por encima de la capa, restringiendo su validez a alturas mayores que un nivel dado. Se ha observado que, dependiendo del tipo de suelo, de las características de la superficie y de la velocidad del viento, este nivel puede llegar a ser de hasta el 20% de la altura de la capa para condiciones con altas velocidades de fricción. Los mayores apartamientos respecto a los valores medidos se registraron en condiciones obtenidas en túnel de viento, donde se generaron velocidades de hasta 1000 y 1200 cm/s a 10 cm de altura rara vez detectado en condiciones ambientales.

El comportamiento del modelo ha sido comparado con otros desarrollados para capas de aire con distintas distribución de obstáculos. Se analizaron los comportamientos de cada uno de ellos respecto a los valores medidos en túnel de viento y en la experiencia llevada a cabo en Pampa del Castillo (Provincia del Chubut). En algunos casos, se observaron diferencias importantes atribuibles a las suposiciones sobre las formas de la variación vertical del coeficiente de arrastre y del área de arrastre utilizadas en cada caso (en general fueron desarrollados para coberturas vegetales); no así en el caso del modelo de Kondo y Adashi (1976), obtenido para distintos tipos de obstáculos, cuyo comportamiento es similar al del modelo propuesto. En estas situaciones el efecto de la distribución del área de arrastre es relevante. La cobertura vegetal está caracterizada por una distribución de obstáculos más homogénea entre la superficie y el tope o bien ésta aumenta con la altura (como en el caso de árboles), mientras que, en la capa de aire con partículas en saltación el área es máxima en superficie y disminuye rápidamente con la altura.

Es de remarcar el comportamiento del modelo de Chepil (1945), que permite obtener buenas estimaciones de los perfiles verticales de velocidad del viento para todas las situaciones consideradas cuando la comparación se hace con respecto a los datos obtenidos en túnel de viento, no ocurre lo mismo cuando se toma como referencia los datos de Pampa del Castillo, donde los valores de velocidad estimados muestran un marcado apartamiento respecto del los valores observados y de los obtenidos mediante los modelos restantes, probablemente debido a la presencia, en el terreno, de rugosidades de mayor tamaño generadas por la escasa cobertura vegetal encontrada en la zona.

El modelo propuesto posee una baja sensibilidad a los coeficientes involucrados en las funciones que describen la

variación vertical del área de arrastre y del coeficiente de arrastre utilizados, que dependen del tipo de suelo y de la rugosidad superficial. También es de cierta consideración los efectos que pueden producir las variaciones en la estimación de la altura de la capa (H), y es altamente sensible a la forma del coeficiente de intercambio turbulento de cantidad de movimiento y a la derivada de la velocidad del viento en el tope de capa.

Las variaciones en la forma del coeficiente de intercambio turbulento de cantidad de movimiento analizadas están dadas por el parámetro γ que afecta el exponente de la función que lo describe. Una correcta evaluación de este parámetro es importante pues se ha detectado una variación del mismo con la velocidad de fricción que habitualmente no es considerada. La sensibilidasd aumenta cuando se lo aplica sobre suelos arcillosos que sobre suelos franco o franco arenosos.

En el caso de las variables de entrada, se puede concluir que el efecto de una variación en el valor de la altura de la capa utilizada se hace importante cuando aumenta el coeficiente γ y el coeficiente de arrastre global. Considerar valores erróneos de γ a altas velocidades del viento puede producir errores en la determinación de la velocidad del viento entre el 25% y el 35 %. Este se reduce al considerar en primer término un ajuste de los valores de γ utilizados. En cuanto a la derivada de la velocidad del viento en el tope de la capa, se trata de un parámetro de suma importancia debido a las dificultades para su determinación y el peso que ejerce sobre los valores de velocidad obtenidos como resultado del modelo.

La mayoría de los modelos desarrollados para la estimación del flujo de partículas de suelo que se mueven transportadas por el viento utilizan una función potencial de la velocidad de fricción, por lo que los errores en la evaluación de la cortante de velocidad se traducen en errores de gran magnitud cuando se la utiliza en la estimación de la cantidad de suelo transportada durante el proceso erosivo. En la mayoría de las aplicaciones en condiciones de campo, es necesario su estimación a partir de las observaciones meteorológicas estándares (velocidad del viento a 10 metros de altura). El grado de exactitud en la estimación de la velocidad de fricción depende fundamentalmente del modelo utilizado para la descripción de los perfiles verticales de la velocidad del viento.

ANEXO

APLICACION DEL METODO DE RUNGE-KUTTA PARA LA RESOLUCION NUMERICA DE LA ECUACION DE CANTIDAD DE MOVIMIENTO

La ecuación (VII.9), que se resuelve utilizando el método de Runge-Kutta, es de la forma:

$$\frac{\partial K_m(z)}{\partial z}\frac{\partial u(z)}{\partial z} + K_m(z)\frac{\partial^2 u(z)}{\partial z^2} = \frac{1}{2} C_d'(z)\, a(z)\, u^2(z) \qquad (A.1)$$

donde $C_d'(z)$ es el coeficiente de arrastre a la altura z,

a(z) es el área por unidad de volumen proyectada por los obstáculos

$K_m(z)$ es el coeficiente de intercambio turbulento de cantidad de movimiento,

u(z) es la velocidad media del viento

$Cd'(z)$, a(z) y $Km(z)$ están caracterizados por las funciones descriptas en las ecuaciones VII.17, VII.19, VII.20, VII.21 y VII.22, tal que:

$$a(z/H) = (1 - z/H)\exp(A + B\, z/H) \qquad (A.2)$$

$$Cd'(z/H) = C - D\ln(z/H) \qquad (A.3)$$

$$Km(z/H) = Km(H)\exp(\gamma\,(z/H - 1)) \qquad (A.4)$$

donde $$Km(H) = k\, u_* H \qquad (A.5)$$

Se aplica el método de Runge-Kutta de orden 4 con coeficientes de Runge (1966) que es un una forma indirecta del método de desarrollo en serie de Taylor (Ralston y Herbert, 1960; Ralston, 1962; Fox, 1962; Hildebrand; 1965).

Se plantean las condiciones iniciales en z = H y se resuelve hasta z = 0. Para utilizar incrementos positivos, según lo requiere el método, se realiza un cambio de variable tal que, si y = H - z , entonces z = H - y y se cumple que:

$$\frac{\partial u}{\partial y} = \frac{\partial u}{\partial z}\frac{\partial z}{\partial y} = -\frac{\partial u}{\partial z} \qquad (A.6)$$

$$\frac{\partial^2 u}{\partial y^2} = \frac{\partial}{\partial y}\frac{\partial u}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial z}\left[-\frac{\partial u}{\partial z}\right]\frac{\partial z}{\partial y} = \frac{\partial u^2}{\partial^2 z} \qquad (A.7)$$

donde las ecuaciones (A.2), (A.3), (A.4) y (A.5) son modificadas de la siguiente forma:

$$a(y) = y/H \exp (P - B\, y/H) \qquad (A.8)$$

donde $P = A + B$

$$Cd(y) = C - D\,(1 - y/H) \qquad (A.9)$$

$$Km(y) = Km(h) \exp(-\gamma\, y/H) \qquad (A.10)$$

De esta forma la ecuación (A.1) resulta:

$$\frac{\partial^2 u}{\partial y^2} - \frac{\gamma}{H}\frac{\partial u}{\partial y} = \frac{y}{2HKm(H)}(C-D\ln(1 - y/H)\, e^{(P+\frac{y}{H}(\gamma-B))}\, u^2 \qquad (A.11)$$

Tratándose de una ecuación diferencial de orden 2 se la resuelve aplicando el método de Runge-Kutta a la resolución simultánea de dos ecuaciones diferenciales de orden 1 obtenidas a partir de la ecuación original (Romanelli, 1960; Hildebrand, 1965).

Si se denomina

$$f(y) = \frac{d\,u}{d\,y} = Du \qquad g(y) = \frac{d^2u}{dy^2} = \frac{dDu}{dy}$$

la ecuación (A.11) resulta:

$$g(y) = \frac{\gamma}{H} f(y) + \frac{y}{2HK_H}(C - D\ln(1 - y/H)\, e^{(P+\frac{y}{H}(\gamma-B))}\, u^2 \qquad (A.12)$$

donde cada valor de la velocidad en un punto (u) y su derivada (Du) se calcula como:

$$u_{n+1} = u_n + \Delta y / 6 (k_0 + 2 k_1 + 2 k_2 + k_3) \qquad (A.13)$$

$$Du = Du + \Delta y / 6 (m + 2 m + 2 m + m) \qquad (A.14)$$

donde

$$k_o = f\,(y_n, u, Du) = du/dy = Du \qquad (A.15)$$

$$k_1 = f\left(y_n + \Delta y / 2,\ u_n + k_o \Delta y / 2,\ Du_n + m_o \Delta y / 2\right) \qquad (A.16)$$

$$k_2 = f\left(y_n + \Delta y / 2,\ u_n + k_1 \Delta y / 2,\ Du_n + m_1 \Delta y / 2\right) \qquad (A.17)$$

$$k_3 = f\left(y_n + \Delta y,\ u_n + k_2 \Delta y,\ Du_n + m_2 \Delta y\right) \qquad (A.18)$$

$$m_o = f\left(y_n,\ u_n,\ Du_n\right) = d^2 u / d y^2 \qquad (A.19)$$

$$m_1 = g\left(y_n + \Delta y / 2,\ u_n + k_o \Delta y / 2,\ Du_n + m_o \Delta y / 2\right) \qquad (A.20)$$

$$m_2 = g\left(y_n + \Delta y / 2,\ u_n + k_1 \Delta y / 2,\ Du_n + m_1 \Delta y / 2\right) \qquad (A.21)$$

$$m_3 = g\left(y_n + \Delta y / 2,\ u_n + k_2 \Delta y / 2,\ Du_n + m_2 \Delta y / 2\right) \qquad (A.22)$$

Calculados los coeficientes, se resuelven las ecuaciones (A.13) y (A.14) para un incremento Δy desde $y = 0$ hasta $y = H$

Las variables de entrada utilizada en la integración de la ecuación (A.1) son:

a.Los coeficientes de ajuste de a(z) para cada tipo y rugosidad del suelo. (Tabla (VII.8)).

b. El valor de la velocidad del viento en el tope de la capa

c. El valor de la derivada de la velocidad en el tope de la capa

La salida del modelo está compuesta por la velocidad y la derivada de la velocidad del viento a distintas alturas desde $z = H$ hasta $z = 0$

BIBLIOGRAFIA

Abtew, W.; Gregory, J.M. and Borrelli,J. (1989). *Wind Profile: Estimation of Displacement Height and Aerodynamic Roughness.* American Society of Agricultural Engineers (ASAE). Vol. 32(2) (521-527)

Albini, F.A. (1981) *A Phenomenological Model for Wind Speed ans Shear Stress Profiles in Vegetation Cover Layer.* Jorunal of App. Met. Vol 20 (1325-1335)

Anderson, R.S. and Haff, D. (1991) *Wind Modification and Bed Response During Saltation of Sand in Air.* Acta Mechanica [suppl] 1:(21-51).

Aparicio, F. y Difrieri, H. (1963) *La Argentina, Suma Geográfica. Tomos II y III.*

Berkofsky, L. and McEwan, I. (1994) *The Prediction of Dust Erosion by Wind: An interactive model.* Bound. Layer Met. 67 (385-406).

Berkowicz R. and Prahm, L.P. (1982) *Evaluation of the Profile Method for Estimation of Surface Fluxes of Momentum and Heat.* Atmospheric Environment. Vol. 16 (12) (2809-2819).

Berri, G.J.(1980) *Aspectos de la Difusión Atmosférica en la República Argentina.* Actas 5to Congreso Internacional del Aire Puro. Buenos Aires, 1980.

Bocharov, A.P. (1986) *A Description of Devices Used in the Study of Wind Erosion of Soils.* Russian Translations Series 14. A.A.Balkema/ Rotterdam.

Bradley, E.F.; Antonia, R.A. and Chambers, A.J. (1981) *temperatura structure in the atmospheric surface layer.* Bound.Lay.Met.20 (275-307).

Brigulio, J. (1983) *Experiencia de Medición Micrometeorólogica en Pampa del Castillo: Calibración y Descripción de Sensores.* Programa de física ambiental. Centro Nacional Patagónico. CONICET, Dic.1982.

Businger, J.A.;Wyngaard, J.C.; Izumi,Y.; and Bradley, E.F. (1971) Flux-profile *Relationship in the Atmospheric Surface Layer.* Journal of the Atm. Sci. Vol 28 (181-186).

Car III J.W.(1958) *Error Bounds for the Runge-Kutta Single-Step Integration Process.* J.Assoc.Comp.Mach.Vol5 Jn 1958 (39-44).

Carl, D.M.; Tarbell, T.C. and Panofky, H.A. (1973) *Profiles of wind and temperature from towers over homogeneous terrain.* J.Atm.Sci.30 (788-794).

Chepil, W.S. (1945a). *Dynamics of Wind Erosion: Initiation of Soil Movement.* Soil Sci. 60(5) (397-411).

Chepil, W.S. (1945b). *Dynamics of Wind Erosion: Nature of Movement by Wind.* Soil Sci 60:(4) (305-320).

Chepil, W.S. and Milne, R.A.(1941) *Wind Erosion of Soil in Relation to Rougness of Surface.* Soil Sci. 52 (417-433).

Chepil, W.S. and Woodruff, N.P.(1963). *The Physics of Wind Erosion and its Control.* Advances in Agron. 15:(211-302).

Ciccone, A.D.; Kawall, J.G. and Keffer, J.F. (1987) *An Experimental Invesigation of a Wind-Generated Suspension of Particulate Matter from a Tailings Disposal Area.* Bound.Layer Met. 38:(339-368).

Cionco, R.M. (1965) *A Mathematical Model for Air Flow in a Vegetative Canopy.* Journal of Applied Meteorology. Vol4. Nro 4 (517-522).

Cionco, R.M.; Ohmstede, W.D. Appleby, J.F.(1963) *Model for Wind Flow in an Idealized Vegetative Canopy. Meteorological* Reseach notes Nro. 5. Met. Dep. U.S.Army.

Coronato, F.R y del Valle, H.F. (1988) *Caracterización Hídrica de las Cuencas Hidrográficas de la Provincia del Chubut.* Centro Nacional Patagónico (CENPAT) CONICET. marzo de 1988

Cowan, I.R.(1968) *Mass, Heat, and Momentum Exchange between Stands of Plants and Their Atmospheric Environment.*Quat. J. Roy. Met. Soc. 94,(523-544).

Dayly J.W. and Harleman D.R.F. (1969) *Dinámica de Fluidos con Aplicaciones en Ingeniería.* Centro Regional de Ayuda Técnica. Agencia para el Desarrollo Internacional. México.

De Garín, A. (1985) *Estructura del viento en una atmósfera sobre una superficie con cobertura vegetal.* Tesis Doctoral F.C.E. y N. Universidad de Buenos Aires.

Del Valle, H.F. y Beltramone, C.A. (1987) *Morfología de las Acumulaciones Calcáreas en Algunos Paleosuelos de Patagonia Oriental (Chubut)* Ciencia del Suelo Vol 5 Nro.1, (77-87).

Druilhet, A. Perrier, A. Fontan, J. and Laurent, J (1971) *Analysis of Turbulent Transfers in Vegetation: Use of Thoron for Measuring the Difusivity Profiles.* Bound. Layer Met. 2 (173-187).

Dyer, A.J. and Hicks, B.(1970). *Flux gradient transport of heat and water vapor in an unstable atmosphere.* Quat. J. Roy. Met. Soc.93 (501-508).

FAO (1961) *La Erosión Eólica y Medidas para Combatirla en los Suelos Agrícolas.* Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación. Cuaderno de fomento agropecuario. Nro.71. Roma, 1961.

FAO-PNUMA-UNESCO (1980) *Metodología Provisional para la Evaluación de la Degradación de los Suelos* . Roma.

Fryrear, D. Saleh, A. (1993) *Field Wind Erosion. Vertical Distribution.* Soil Sci. Vol. 155(4) (294-300).

Fox, D.G.(1981) *Judging Air Quality Model Perfomance.* Bull. Am. Met. Soc.

Fox. L. (1962) *Ordinary Diferential Equaations and Finite Differences.* Numerical Solution of Ordinary and partial differential equations. Pergamon Press.

García Salmerón, J.(1967) *Erosión Eólica.* Ministerio de Agricultura Dirección General de Montes, Caza y Pesca Fluvial. Instituto Forestal de Investigaciones y Experiencias. Madrid 1967.

Gerety, K.M. and Slingerland, R. (1983), *Nature of the Saltating Population in Wind tunnel Experiment with Heteogeneous Size-Density Sands*, in M.E. Brookfield and T.S. Ahlbrandt (eds) Developments in Sedimentology, 38, Eolian Sediments and Processes. Elservier, Amsterdam.

Gillette, D. (1977) *Fine Particulate Emissions Due to Wind Erosion.* Trans. of the ASAE, (890-897).

Gillette, D A. (1981) *Production of Dust that may be Carried Great Distances.* Geological Soc. of America Special Paper 186.

Goldberg, S.y Massobrio, M. (1991) *Impacto de la Aplicación de Diferentes Modelos de Capa Superficial Atmosférica en la Estimación de la Erosión Eólica.* Actas de CONGREMET VI. Bs. As., set. de 1991.

Grace, J. (1977) *Plant Response to wind.* Acad. Press. London.

Greeley, R; White, B.; Pollack, J.;Iversen, J.y Leach, R. (1981) *Dust Storm on Mars.* Considerations and Simulations. Geological Society of America. Special Paper 186.

Greeley, R. Williams, S.H. y Marshall, J.R. (1982) *Velocities of Windblown Particles in Saltation. Preliminary Laboratory and Field Measurements.* Developments in Sedimentology 38 (133-148).

Hagen, L.J.; Skidmore, E.L.; Layton, J.B. (1988) *Wind Erosion Abraon: Effects of Aggregate Moisture.* TRANS. of the ASAE Vol 31(3).

Hagen, L.J.; Skidmore, E.L. Saleh, A. (1992) *Wind erosion: Predicon of Aggregate Abrasion Coefficients.* TRANS of the ASAE Vol 35(6).

Hildebrand, F.B. (1965) *Métodos de Cálculo para Ingenieros.* Colección Ciencia y Técnica. Ed. Aguilar.

Holman, J.P. (1979) *Transferencia de Calor.* Cia. Ed. Continental. México.

Inoue, E. (1963), *On the Turbulent Structure of Airflow within crop canopies.* J.Met. Soc. Japan. Tokyo, Japan, Ser.II,41,(317-326).

Iversen, J.D. (1982) *Saltation Threshold and Deposition Rate Modeling* Developments in Sedimentology 38 (103-113). Eolian Sediments and Processes. Elsevier- Amsterdam. M.E. Brookfield and T.S. Ahlabrandt (Eds).

Kondo, J. and Adashi, S A. (1976) *Numerical Studies on the Two-Dimensional Flow in Horizontally Homogeneous Canopy Layer.* Bound. Lay. Met. 10 (255-272).

Kramm, G (1989) *The Estimation of the Surface-Layer Parameters from Wind Velocity, Temperature and Humidity Profiles by Least-Squares Methods.* Bound.Layer Met. 48 (315-327).

Kustas, W.; Choudhury, B.; Kunkel, K and Gay,L. (1989) *Estimates of the Aerodynamic Roughness Parameters Over an Incomplete Canopy Cover of Cotton.* Agricultural and Forest Meteorology, 46 (91-105).

Lyles, L. and Krauss, R.K. (1971) *Threshold Velocities and Initial Particle Motion as Influenced by Air Turbulence* Trans. ASAE (563-566).

Lyles, L. and Allison B.E. (1979) *Wind Profile Parameters and Turbulence Intensity Over Several Roughness Element Geometries* Transactions of the ASAE 22(2):(334-335).

Lumley, y Panofsky, (1964) *The Structure of Atmospheric Turbulence.* Interscience. Publishers J.Wiley and Sons. N.Y.

Mainguet, M. (1985) *Consequences Geomorphologiques de l'action du Vent Dans les Regions de Dunes en Zones Arides et Semi-Arides.* WMO-TD Nro. 49. mai, 1985.

Mazzeo, N. (1982) *Efectos del Tiempo de Promedio y de la Frecuencia de Muestreo sobre Mediciones Meteorológicas* Revista Geofísica.17.

McEwan I. and Willetts, A. (1991) *Numerical Model of the Saltation cloud.* Acta Mechanica [Suppl]1:(53:66).

McKenna Neuman C. and Nickling, W.G.(1994) *Momentum Extraction with Saltation: Implications for Experimental Evaluation of Wind Profile Parameters.* Bound.Layer Met. 68 (35-50).

Movia, C. (1980) *Inventario de la Erosión en la Patagonia Argentina Basado en Imágenes Landsat.* Presentado al Simposio sobre Arid Land Resourse Inventories (México, 30 de Nov. al 6 de Dic. de 1980).

Mendía, J.M.(1992) *Aspectos Metodológicos para la Evaluación y Representación Cartográfica de los Principales Procesos de Desertificación.* Consejo Federal de Inversiones. Prov. de Río Negro.

Monteith, J.L. (1973) *Principles of Evnvironmental Physics.* Ed. Edward Arnold.

Monteith, J.L.(1976) *Vegetation and the Atmosphere.* Vol I y II. Academic Press- London N.Y.

OMM (1983) *Meteorological Aspects of Certain Processes Affectin Soil Degradation, Especially Erosion.* World Meteorological Organization. Technical Note Nro. 178 Wmo 591.

Owen, P.R.(1964) *Saltation of Uniform Grains in Air.* J.Fluid Mech. Vol 20 part. 2 (225-242).

Panofsky, H. and Dutton, J.A. (1984) *Atmospheric Turbulence.* Wiley, N.Y.

Pielke, R.A. (1984) *Mesoescale Meteorological Modeling.* Ac. Press.

Plate, E.J. (1971) *Aerodynamic Chgaracteristics of Atmospheric Boundary Layers.* U.S. Atomic Energy Commission Division of Technical Information.

PNUD -INTA, (1990) *Atlas de Suelos de la Republica Argentina, Prov. de Chubut* Secretaria de Agricultura , Ganaderia y Pesca- Instituo Nacional de Tecnologia Agropecuaria. Proyecto PNUD ARG 85/109. (Pag. 337-380)

Ralston, A..(1960) *Numerical integration methods for the solution of ordinary differential equations.* Mathematical Methods for Digital Computers. John Wiley & Sons. N.Y.Ralston, A. and Herbert, S. Part.III. Cap.8.

Ralston, A. (1962) *Runge-Kutta Methods with Minimum Error Bound.* Mathematics of Computation 16 (431-437).

Romanelli, M.J.(1960) *Runge-Kutta methods for the solution of ordinary differential equations.* Mathematical Methods for Digital Computers. John Wiley & Sons. N.Y.Ralston, A. and Herbert, S. Part.III. Cap.9

Raupach, M.R. (1979) *Anomalies in Flux-Gradient Relationships over Forest.* Bound.Layer Met. 16 (467-486).

Raupach, M.R. (1991) *Saltation Layer, Vegetation Canopies and Roughness Lenghs.* Acta Mechanica [Suppl] 1: (83-96).

Santanatoglia,O., Chagas,C. (1993) . *Elementos para la formulación de políticas.* Documento de Base secc. 1 Conservación y Gestión de los Recursos para el Desarrollo. Degradación de Suelos 33-49). Seminario-Taller "La Universidad de Buenos Aires y el Medio Ambiento"

Schwerdtfeger W.(1970) *Word Survez of Climatology Vol 12 Climates of Central and South America.* Elsevier Sci. Pub. Co. (30-33)

Scott, W.D. and Carter, D.J. 1986 *The Logarithmic Profile in Wind Erosion : An Algebraic Solution.* Boundary-Layer Met. 34 (303-310).

Segal, M. and Pielke, R.A.(1988) *The Extrapolation of vertical profiles of wind speed within the marine atmospheric surface layer using the p formula.* Jounal of App Met. Vol 27 pag.174-181

Seginer I. (1974) *Aerodynamic Roughness of Vegetated Surface.* Boundary Layer Met. 5 (383-393)

Servicio Meteorológico Nacional (1992) *Estadisticas Climatologicas 1981-1990.* Serie B nro. 37 Bs.As.

Shao, Y. and Raupach, M. (1992) *The overshoot and equilibration of saltation.* Jounal of geophysical research. Vol 97 Nro. d189 (20559-20564)

Skidmore, E.L.(1986) *Wind Erosion Climatic Erosivity.* Climatic Change 9 (195-208)

Sorensen, M (1991) *An Analytic Model of Wind-Blown Sand Transport.* Acta Mechanica [Suppl]1:(67-81)

Sorbjan, Z. (1989) *Structure of the Atmospheric Boundary Layer.* Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey 07632

Soriano, A. y Movia C. (1986) *Erosión y Desertización en la Patagonia.* Interciencia Mar-apr 1986. Vol11 nro.2 (77-83)

Sutton, O.G. Micrometeorology. A study of physical processes in the Lowest Layer of the earth's atmosphere. McGraw Hill Book Co.Inc.

Tennekes, H. and Lumley, J.L. (1972) *A First Couse in Turbulence.* The mit press Cambridge. Massachusetts and London.

Thom, A.S. 1971 *Momentum absortion by vegetation.* Q.J.R.Met. Soc. 97:(414.428).

Wang, H.; Takle, E. (1995) *Boundary layer flow and turbulence near porous obstacles.* Boundary Layer Met. 74:(73-78).

Webb, E.K. (1970) *Profile relationships: The log-linear range and extension to strong stability. Q.J.R.Met. Soc. 96 (67-80)*

Welty, J.R.; Wiks, C.E. and Wilson, R.E. (1984) *Fundamentals of Momentum, Heat and Mass transfer.*

Willmott, C. (1982) *Some Comments on the evaluation of Model Perfomance.* Bulletin Amer.Met.Soc. (1309-1313)

Wilson S. and Cooke (1980) *Soil Erosion.* Cap. VII. J.Willey & Sons.