

Tesis de Posgrado

Estudio de la corriente en chorro de capas bajas en el Norte de Argentina

Inzunza Bustos, Juan Carlos

1993

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:

Inzunza Bustos, Juan Carlos. (1993). Estudio de la corriente en chorro de capas bajas en el Norte de Argentina. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_2599_InzunzaBustos.pdf

Cita tipo Chicago:

Inzunza Bustos, Juan Carlos. "Estudio de la corriente en chorro de capas bajas en el Norte de Argentina". Tesis de Doctor. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 1993. http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_2599_InzunzaBustos.pdf

ESTUDIO DE LA CORRIENTE EN CHORRO DE CAPAS BAJAS EN EL NORTE DE ARGENTINA

TESIS DOCTORAL
JUAN C. INZUNZA BUSTOS
SEPTIEMBRE, 1991

DIRECTOR: DRA. MARIA E. SALUZZI
CO-DIRECTOR: DR. GUILLERMO J. BERRI

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA ATMOSFERA
BUENOS AIRES - ARGENTINA

Tesis
2599
y 2

DEDICATORIA

Con mucho cariño, a mi esposa Margot e hija Claudia.

AGRADECIMIENTOS.

Deseo dar las gracias a todas las personas que me prestaron su colaboración en la realización de este trabajo. Puesto que nombrarlos a todos sería largo, le pido a quienes omita su nombre me disculpen.

Al comienzo de mi carrera y durante el transcurso completo de ella, la Dra. María E. Saluzzi me brindó su apoyo permanente. Su guía académica fué siempre importante.

Le agradezco al Dr. Mario Nuñez quien, cuando era Director del Departamento de Ciencias de la Atmósfera, me brindó las facilidades y medios disponibles para realizar mi trabajo de la mejor forma posible.

Al Dr. Guillermo Berri, le agradezco su guía constante como Co-Director de Tesis, que fué fundamental para que este trabajo se concretara.

A la Lic. Carolina Vera que me ayudó a superar algunos problemas de programación en Fortran.

Le agradezco al Dr. José A. Hoffmann que me facilitó el análisis climático de la superficie isobárica de 850 Hpa.

El Sr. Claudio Arencibia se tomó el laborioso trabajo de dibujar las figuras que aparecen en el texto.

Le agradezco al Dr. Erich Lichtenstein por sus sugerencias y comentarios.

Le agradezco a las autoridades de la Universidad de Concepción (Chile) que me otorgaron la "Beca Universidad de Concepción" con la que se financió en parte mi residencia en Argentina.

Al Concejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas -CONICET- (Argentina), que me concedió primero una Beca de Iniciación, posteriormente la Beca de Doctorado.

A las autoridades del Servicio Meteorológico Nacional (Argentina) por la información suministrada.

Al personal docente y no docente del Departamento de Ciencias de la Atmósfera por su ayuda en diversos aspectos.

A mis colegas del Departamento de Física de la Universidad de Concepción, quienes depositaron en mí su confianza de llevar a buen término esta empresa y me alentaron permanentemente desde la lejanía.

No puedo dejar de mencionar la invalorable ayuda de mi esposa e hija, pues su compañía hizo posible que siempre este trabajo se me hiciera más llevadero.

RESUMEN

Se estudia el régimen de viento y del transporte meridional de vapor de agua en el norte de Argentina. Para ello se utilizan datos de temperatura humedad y viento del período 1973-74, de las estaciones Salta y Resistencia. Este análisis se orienta a estudiar la corriente en chorro de capas bajas, que se manifiesta preferentemente entre Salta y Resistencia, extendiéndose en ocasiones hacia el sur hasta Santa Rosa o Bahía Blanca.

De las observaciones de viento, se seleccionan 10 casos de máximo de viento en capas bajas, que están asociados a la ocurrencia de la corriente en chorro. Se utiliza el modelo numérico de mesoescala de la Universidad de Utah para simular esas situaciones. Los resultados obtenidos con el modelo para los casos estudiados, muestran un máximo de viento meridional desde el norte que se produce unos 100 kilómetros al oeste de Resistencia y cerca de 500 metros de altura sobre el terreno. Asociado a este máximo de componente meridional, se ha encontrado una zona de máximo transporte meridional de vapor de agua desde el norte. Este resultado sugiere que la corriente en chorro de capas bajas puede jugar un papel importante en el transporte de vapor de agua desde zonas tropicales hacia la región central de Argentina.

INDICE.

CAPITULO 1. INTRODUCCION.

- 1.1 Consideraciones generales.
- 1.2 Antecedentes.
- 1.3 Objetivos.
- 1.4 Metodología de trabajo.

CAPITULO 2. COMPORTAMIENTO MEDIO DE LAS VARIABLES.

- 2.1 Datos Utilizados.
- 2.2 Análisis de los datos.
 - 2.2.1 Interpolación datos de viento de globo piloto.
 - 2.2.2 Humedad Específica.
 - 2.2.3 Transporte meridional de vapor de agua.
- 2.3 Resultados.
 - 2.3.1 Humedad específica.
 - 2.3.2 Velocidad del viento.
 - 2.3.3 Transporte meridional de vapor de agua.
- 2.4 Resumen del Capítulo 2.

CAPITULO 3. REGIMEN DE VIENTO EN SALTA Y EN RESISTENCIA.

- 3.1 Perfil vertical del viento promedio.
- 3.2 Promedio para casos máximo de viento.
 - 3.2.1 Perfil vertical para casos de máximo de viento.
 - 3.2.2 Dirección.
- 3.3 Niveles de viento máximo y de viento mínimo.

- 3.4 Distribución mensual del máximo de viento.
- 3.5 Resumen del Capítulo 3.

CAPITULO 4. LA CORRIENTE EN CHORRO DE CAPAS BAJAS. SU EFECTO SOBRE EL TRANSPORTE MERIDIONAL DE VAPOR DE AGUA.

- 4.1 Consideraciones acerca del origen de la corriente en chorro de capas bajas.
- 4.2 Relación entre el máximo de viento vespertino en Salta y la corriente en chorro de capas bajas.
- 4.3 Clasificación de casos particulares.
- 4.4 Simulación numérica de la corriente en chorro.
 - 4.4.1 Resultados de la simulación numérica.
- 4.5 Componente meridional del viento.
- 4.6 Transporte de vapor de agua por la corriente en chorro.
- 4.7 Resumen del Capítulo 4.

CAPITULO 5. CONCLUSIONES.

ANEXO I. Topografía de Salta

ANEXO II. Características del modelo

ANEXO III. Fé de errata.

BIBLIOGRAFIA.

CAPITULO 1. INTRODUCCION.

1.1 Consideraciones generales.

En las últimas décadas la meteorología ha logrado grandes avances en el conocimiento de la circulación general en la escala planetaria y sinóptica, por lo tanto se han mejorado los pronósticos del tiempo en esa escala. Pero en la mesoescala, donde se producen fenómenos meteorológicos de gran importancia para la actividad humana diaria, los progresos han sido más lentos, en lo que a la calidad de los pronósticos se refiere.

Por otra parte, hasta hace algunas décadas, el conocimiento sobre el comportamiento de la atmósfera del Hemisferio Sur, en su escala sinóptica y planetaria, se encontraba seriamente limitado debido a la ausencia de datos convencionales en las amplias áreas oceánicas de este hemisferio y a la carencia de datos confiables sobre extensos períodos de tiempo. Esta escasez de datos produjo que los meteorólogos se vieran limitados a usar en sus investigaciones y pronósticos los datos de superficie provenientes de la red sinóptica y de los sondeos verticales. Esta base de datos resultó adecuada para el estudio de los fenómenos que van desde la escala sinóptica a la planetaria, permitió la formulación de la teoría de las ondas de gran escala y el desarrollo de modelos matemáticos que pueden ser aplicados para mejorar los pronósticos en escala de tiempo entre uno y varios días, pero no era apropiada para estudiar los fenómenos meteorológicos de la mesoescala.

Con el uso de radares, satélites meteorológicos, perfiladores de viento y de aviones adecuadamente equipados, es que los fenómenos de tiempo de la mesoescala pudieron comenzar a ser observados más eficazmente. Paralelo a esto, el desarrollo de computadoras de alta velocidad y capacidad que permiten el uso de sofisticados modelos numéricos de alta resolución, de nuevos sistemas de procesamiento y presentación de datos y un gran avance en los sistemas de comunicación han hecho posible encarar programas de observación y experimentación para procesar y analizar en tiempo real grandes cantidades de datos y almacenarlos para su uso posterior en investigación.

El estudio de los fenómenos de mesoescala es un área muy importante de la meteorología que esta abierta a la realización de una amplia gama de estudios. Es necesario mejorar los conocimientos que actualmente se tienen sobre los fenómenos de mesoescala si se desean mejorar los pronósticos diarios, y el mejoramiento de los pronósticos operativos sólo puede provenir de un conocimiento más completo de los sistemas de tiempo de la mesoescala y de los procesos meteorológicos en escala regional.

Uno de los fenómenos típicos de la mesoescala son las corrientes en chorro de capas bajas. Una corriente en chorro de capas bajas es un máximo de viento que se produce debajo del primer kilómetro de altura sobre la superficie y que se extiende en la vertical unos pocos cientos de metros. Tienen una extensión horizontal de varios cientos de kilómetros y velocidades del viento que fácilmente exceden los 15 ó 20 ms^{-1} . Corrientes en chorro de capas bajas locales tienen diferentes orígenes, por ejemplo, enfriamiento nocturno, convergencia de transferencia de

cantidad de movimiento, etc (Paegle, 1984). En gran escala, las corrientes en chorro tales como la de Somalia sobre el Océano Indico al este de Africa (Bannon, 1979), y la de las Grandes Planicies al este de las Montañas Rocosas en Norteamérica (Bonner, 1968), resultan de la interacción entre la topografía y el ciclo de calentamiento diurno.

1.2 Antecedentes.

En 1952, Means introduce el término corriente en chorro de capas bajas (low-level jet) para denominar a una zona de máximo de viento en capas bajas. Específicamente, Means aplicó este término a una zona de fuerte flujo nocturno del sur acompañado de una oscilación diurna, que se origina en la región de las Grandes Planicies, al este de las Montañas Rocosas en los EEUU, debajo del nivel de 700 Hpa. Flujos con estas características se producen en diferentes partes del planeta.

La corriente en chorro de Norteamérica ha sido ampliamente documentada y se han propuesto diferentes hipótesis para explicar su ocurrencia y la oscilación diurna del viento. Wagner (1939) explica la oscilación diurna del viento en esa región como el resultado de oscilaciones diurnas en los campos de presión y temperatura. Blackadar (1957), afirma que la oscilación diurna del viento se produce cuando el aire sobre la capa de fricción se desacopla del aire inferior por la formación de una inversión nocturna. De acuerdo a Wexler (1961), la corriente en chorro se forma tanto de una oscilación diurna del viento como de una deflexión por las Montañas Rocosas de aire que fluye hacia el oeste a través del Golfo de México. Holton (1967), relaciona la oscilación principalmente a efectos térmicos producidos

por el ciclo diurno de temperatura sobre la pendiente del terreno.

Bonner (1968) y Bonner y colab. (1968), usando información de radiosondeos, realizaron un estudio climático y cinemático de la estructura en escala sinóptica de la corriente en chorro de capas bajas en los EEUU. Deducen que las condiciones sinópticas que favorecen su formación son aquellas que contribuyen a tener un fuerte gradiente de presión a través de las Grandes Planicies, que produce un ininterrumpido flujo de aire hacia el norte desde el Golfo de México.

Desde otro punto de vista, Djuric (1980), utilizando un modelo numérico, describe el ciclo de vida de la corriente en chorro de Norteamérica para un caso ocurrido en invierno en los EEUU. Considera que ésta se origina y desarrolla en respuesta a fenómenos de gran escala y que las apariciones mas frecuentes de la corriente en chorro están en asociación con la formación de ciclones extratropicales.

Al este de Africa, se produce una conocida como la corriente en chorro de Somalia. Esta fué extensamente estudiada por Bannon (1979 a, b) usando un modelo numérico. Este autor afirma que la dinámica de la corriente en chorro esta influenciada por la fuerza de Coriolis, por la fricción de superficie y por la topografía del terreno. También Hart (1977) y Krishnamurti y colab. (1976) han usado modelos numéricos para simular el comportamiento de la corriente en chorro de Somalia.

En la zona Alpina - Mediterránea se observan dos circulaciones regionales que exhiben características de

corriente en chorro de capas bajas, pero en realidad son vientos catabáticos. Una es el Mistral del sur de Francia (Bret, 1982) que sopla hacia el sur desde el valle del Ródano sobre la costa meridional de Francia. Otra es el Bora de Yugoslavia (Smith, 1982), viento frío que sopla desde una dirección nornoreste sobre la costa septentrional del Adriático. Estas circulaciones se caracterizan en que ambas muestran un máximo de viento dentro del primer kilómetro sobre la superficie.

A partir de datos observados durante el programa ALPEX, Paegle (1984) estudia la corriente en chorro de capas bajas que se encuentra influenciada por la topografía de los Alpes. Esta corriente en chorro tiene un máximo de velocidad en el primer kilómetro de altura sobre la superficie. Paegle sugiere que ésta corriente en chorro tiene ciertas características en común con las que se producen junto a extensas barreras montañosas de otras regiones del mundo.

Otros estudios relacionados con la corriente en chorro de capas bajas revelan que estas son un efectivo mecanismo de transferencia de vapor de agua desde las regiones ecuatoriales húmedas hacia latitudes medias (Anthes y colab., 1982). La convergencia en capas bajas en la parte delantera de la corriente en chorro, asociada con la inyección de vapor de agua parece jugar un rol importante en la dinámica de la convección y la formación de tormentas (Pitchford y London, 1962, Bonner y colab., 1968, Astling y colab., 1985). Por ejemplo Wallace, (1975) muestra que existe un máximo de actividad convectiva nocturna sobre las Grandes Planicies de Norteamérica, que puede estar relacionado con la corriente en chorro de capas bajas en ese lugar.

En la región central de Sudamérica, es bien conocida la existencia de una corriente en chorro de capas bajas que se produce al este de la Cordillera de los Andes. Sin embargo, a pesar de su conocida existencia, ha sido poco documentada y se ha registrado poca información acerca de su comportamiento. Entre los trabajos realizados que tienen relación con el tema se pueden mencionar los de Fernández y Necco (1982 y 1985), quienes hicieron un estudio estadístico de la variación vertical y temporal de la velocidad y dirección del viento en la región central y noroeste de la Argentina. Sus resultados revelan varias características de interés sinóptico. Entre éstas, la velocidad del viento promedio muestra un máximo durante los meses de invierno en el tope de la capa límite, de dirección predominante del sector norte, sugiriendo que puede estar ligado al transporte de aire húmedo hacia el sur en capas bajas, desde regiones tropicales.

Virji (1981), utilizando datos de vientos obtenidos del movimiento de las nubes a partir de imágenes de satélites, describe la circulación de las capas bajas de la tropósfera, para un período de verano. Encuentra que en esta época, en la falda oriental de los Andes existe una circulación tipo corriente en chorro de capas bajas, con flujo del norte o noroeste.

Lichtenstein (1980), también revela la presencia de una corriente en chorro de capas bajas desde el noroeste, en la zona central de Sudamérica. En un análisis de líneas de corrientes e isotacas, descubre una concentración de flujo en esa región, que con alta velocidad se propaga desde la falda nororiental del Altiplano Boliviano hacia el sureste, en forma semejante a una corriente en chorro de capas bajas.

1.3 Objetivos.

Un objetivo primario propuesto para realizar en este trabajo ha sido aquel de ampliar los conocimientos acerca del comportamiento de la circulación en capas bajas de la atmósfera, sobre la región central de Sudamérica, en especial la corriente en chorro de capas bajas. Para ello se estudia el régimen de viento en capas bajas en la zona norte de Argentina, orientando este análisis a concretar el objetivo principal, que es estudiar el comportamiento de la corriente en chorro de capas bajas.

1.4 Metodología de trabajo.

El trabajo se desarrolla desdoblado en las siguientes etapas:

- a) se analiza el comportamiento medio mensual de las variables humedad, viento y transporte meridional de vapor de agua en capas bajas, en Salta y en Resistencia,
- b) se realiza una descripción básica del régimen de viento en el norte de Argentina.
- c) se seleccionan y estudian casos individuales de ocurrencia de la corriente en chorro,
- d) se estudia el comportamiento de los casos aislados con un modelo numérico de mesoescala.

En primer termino, se calculan los promedios mensuales de la humedad específica, la velocidad del viento y el transporte meridional de vapor de agua, en capas bajas de la zona norte de Argentina. Esto nos permite analizar su comportamiento y conocer la estructura vertical y variación mensual de esas variables.

Luego, se examina el perfil vertical de la velocidad y dirección del viento promedio. Por otro lado, de las observaciones diarias, se seleccionan aquellos casos en los que existe un máximo de viento en capas bajas en el perfil vertical. Se hace una descripción básica de los casos elegidos, con el propósito de conocer mejor el régimen local de viento que impera en la zona de estudio.

Posteriormente, se seleccionan 10 casos de máximo de viento, que son asociados a la ocurrencia de la corriente en chorro en capas bajas. Para seleccionar los casos de máximo de viento, se adoptó una definición que permitiera tener una idea cuantitativa de su intensidad, basada sólo en la velocidad del viento. Se define como un caso de "máximo de viento en capas bajas", cuando el perfil vertical de la velocidad del viento muestra un valor máximo en los primeros 1000 metros sobre la superficie. (En el punto 3.2 se da una definición más completa de máximo de viento en capas bajas y en el punto 4.3 se analiza la asociación entre casos de máximo de viento en capas bajas con la corriente en chorro en capas bajas).

Se usa el modelo numérico de mesoescala de la Universidad de Utah, que se describe en el Anexo II, para estudiar en detalle estos casos. Se analiza también la importancia de la corriente en chorro en el transporte meridional de vapor de agua desde la zona tropical hacia la región central de Argentina.

CAPITULO 2. COMPORTAMIENTO MEDIO DE LAS VARIABLES.

En este capítulo se estudia el comportamiento medio mensual y la estructura vertical de la humedad específica, de la velocidad del viento y del transporte meridional de vapor de agua en capas bajas de la atmósfera, en la zona norte de Argentina. Para ello se determina el promedio mensual de estas variables durante un período de dos años de datos y se intenta establecer un diagnóstico de su comportamiento medio espacio temporal.

2.1 Datos utilizados.

Los datos de radiosondeo disponibles se encuentran ordenados en registros diarios para los niveles de presión estandar. Los registros abarcan el período 1958-1982, con mediciones a las 12 TUC e incluyen también mediciones discontinuas a las 0TUC. En algunos casos esta información no cuenta con valores de viento, especialmente para las observaciones de las 0TUC, inconveniente que limitó tanto la longitud del período elegido como la cantidad de estaciones utilizadas. Esta información fué facilitada por el banco de datos del Departamento de Ciencias de la Atmósfera de la Universidad de Buenos Aires, en base datos recopilados por el Servicio Meteorológico Nacional de Argentina.

Este estudio está orientado a describir la corriente en chorro de capas bajas, que se manifiesta más notoriamente en la zona norte centro de Argentina. Para

poder estudiar mejor el fenómeno se necesita un conjunto homogéneo de datos para ambas horas de observación en esa zona. Como esto no se cumple en todas las estaciones de radiosondeo de la red continental, se procedió a seleccionar aquellas que cuentan con suficientes datos para hacer este estudio. El análisis de la densidad de las observaciones permitió ver que los años 1973-74, en las estaciones Salta y Resistencia, constituía el período más completo con datos a las 0 TUC. Su ubicación se muestra en la Figura 1.

Una vez elegido el período de estudio, se obtuvieron del Archivo del Servicio Meteorológico Nacional los datos de viento de las planillas originales de los mensajes Pilot del período considerado, de Salta y Resistencia. Estos fueron procesados para usarlos especialmente en este trabajo. La ventaja de ello es que las planillas de datos de viento de globo piloto cuentan con una mayor resolución vertical que los mensajes Temp, aunque estos datos provienen de la misma observación. Estos mensajes contienen valores de viento cada un minuto de ascenso del globo. La altura a la que se toman estas observaciones es diferente para cada día porque la velocidad de ascenso del globo es diferente para distintos globos. Pero la diferencia de altura entre mediciones de un día determinado es constante hasta aproximadamente el décimo minuto de medición. La dirección y la velocidad del viento surge como un promedio vertical, ya que el globo está en continuo ascenso. Por lo tanto la consideración de esos valores como si fueran instantáneos es en realidad una aproximación. Pero esta aproximación puede considerarse como muy razonable para la reconstrucción de un perfil vertical, ya que el intervalo de tiempo entre lecturas es pequeño. Por otra parte, el poder ascensional del globo varía poco en las capas bajas, por lo que la consideración de que es constante es también razonable.

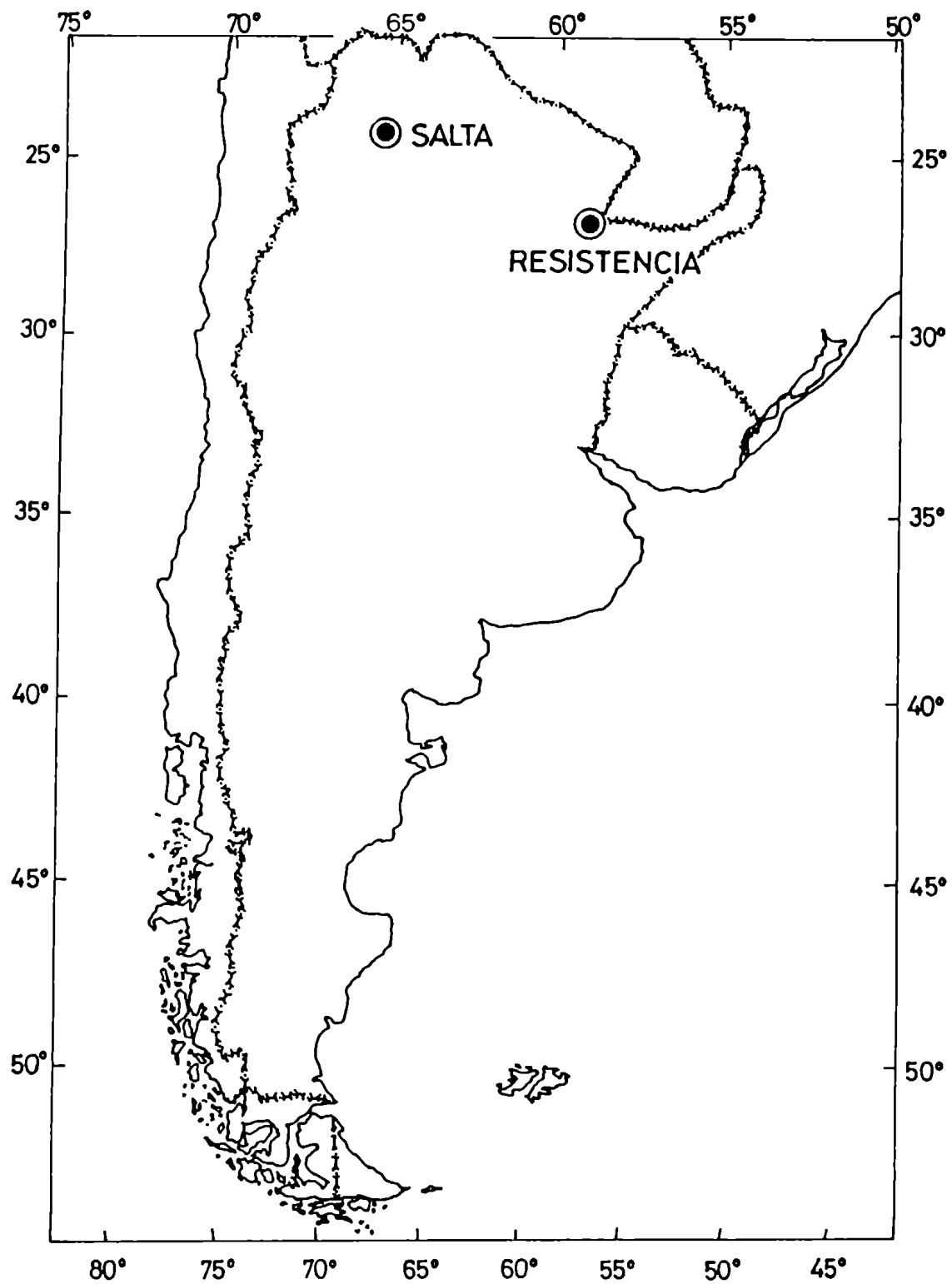


Figura 1. Ubicación geográfica de las estaciones Salta y Resistencia.

Con respecto a la hora de las observaciones, se debe hacer algunas acotaciones. Considerando que Salta se halla ubicada en $65.5^{\circ}0$, entonces 00 (12) TUC corresponde a las 19:40 (07:40) hora local. Además para terminar puntualmente el sondeo y para que el globo llegue a capas significativas a la hora correcta asignada al sondeo, este se lanza entre 30 a 45 minutos antes; es decir aproximadamente a las 19 (07) hora local para las 00 (12) TUC. Esto quiere decir que 00 TUC en Salta corresponde a la hora de la puesta del sol, al final del régimen diurno y 12 TUC corresponde a la hora de la salida del sol, al final del régimen nocturno. Estas son dos horas de transición entre el día y la noche, y la duración de cada uno de los regímenes (diurno o nocturno), sufre una variación en el transcurso del año. Debido a que Resistencia se encuentra en $59.1^{\circ}0$, esto es menos claro, ya que a la hora local antes mencionada debe agregarsele aproximadamente 25 minutos. Pero podemos decidir que a las 00 (12) TUC correspondiente a las 19:25 (7:25) hora local, que es cuando se comienza a realizar el sondeo, se está al final del régimen diurno (nocturno). Esto debe ser tenido en cuenta y los resultados obtenidos son interpretados como representativos de esos regímenes.

2.2 Análisis de los datos.

2.2.1 Interpolación de datos de viento de globo piloto.

El valor de la altura medida durante el primer minuto de ascenso del globo piloto varía entre 240 y 470 metros en Salta y entre 210 y 460 metros en Resistencia. En todos los casos se leyeron valores hasta el décimo minuto de medición, instante hasta el cual el intervalo de altura cada minuto es constante. Como el intervalo de altura donde

se realizan las observaciones de viento de globo piloto es diferente para cada día de observación, se hizo una distribución de frecuencias y su histograma, con una amplitud de la altura de 30 metros. Esto se muestra en la Figura 2. Los resultados muestran que en Salta (Figura 2a) el valor más frecuente del intervalo de altura, de aproximadamente un 41%, está comprendido entre 330 y 360 metros con la distribución sesgada a la derecha y en Resistencia (Figura 2b) el valor más frecuente, de un 26%, está en ese mismo rango, pero con sesgo a la izquierda.

Para facilitar el análisis de las variables con la información de viento de Pilot, fué necesario interpolar estas observaciones en niveles fijos en la vertical. Cuando se tabulan los valores de una función y se observa que sus enésimas diferencias tienden a ser constantes, se le puede ajustar un polinomio. El problema es encontrar el medio más simple de escribir el polinomio de grado $n - 1$ que pase por los n pares de puntos (x_i, y_i) , $i=1, \dots, n$. Tal vez la forma más directa de escribir un polinomio que pase por un conjunto equiespaciado de puntos, es el polinomio adelantado de Newton-Gregory (Gerald, 1978):

$$P_m(x_s) = f_0 + \sum_{l=1}^m \binom{s}{l} \delta^l f_0$$

con $\delta f = f_1 - f_0 \equiv f(x_1) - f(x_0)$ y $s = (x - x_0)/h$,
 donde: x_0 es el primer valor considerado,
 $h = \delta x$ es el espaciamiento uniforme.

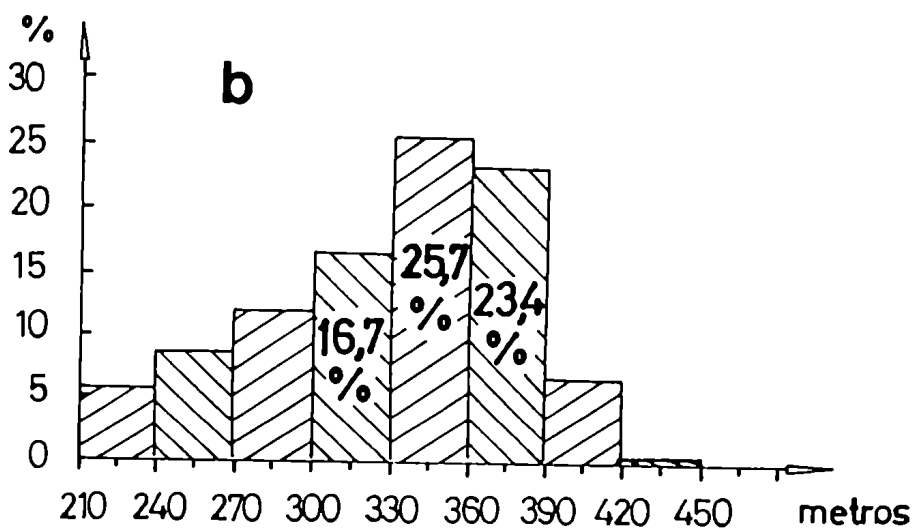
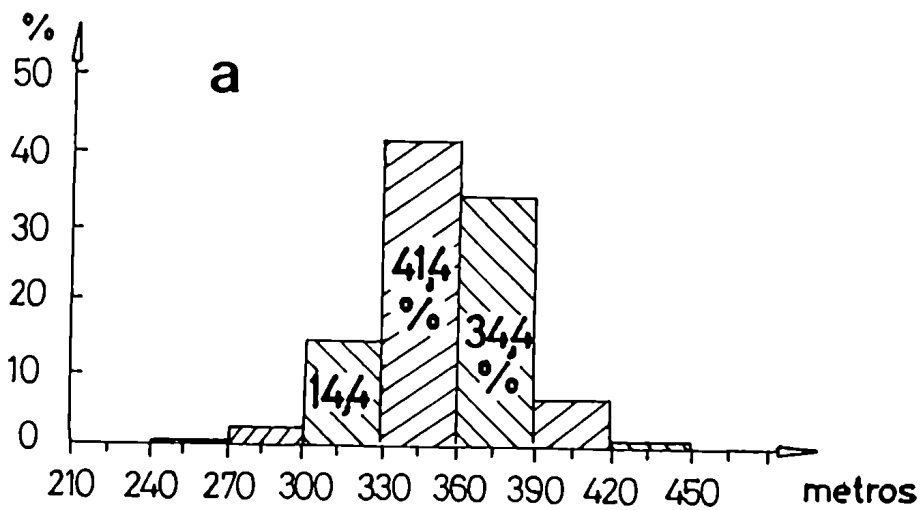


Figura 2. Histograma de frecuencia del intervalo de altura cada 1 minuto de observación, para los datos de viento de Pilot en a) Salta y b) Resistencia. Amplitud cada 30 metros, frecuencia en porcentaje.

En la expresión anterior, f se usa para representar los valores de la variable a interpolar, en nuestro caso valores de viento obtenido de la planilla del mensaje Pilot. La variable x representa el punto donde se tiene el valor de f , en nuestro caso, valores de altura donde se tienen las observaciones de viento. El parámetro n es el número de puntos a interpolar, l es un índice que da la variación de la suma, h es el intervalo en el cual se van a obtener los valores interpolados y s es el cociente entre los puntos en los cuales se tienen las observaciones y el intervalo de interpolación. En $P_n(x_s)$ se obtienen los valores de la variable f interpolados en los puntos x_s , en nuestro caso los valores de viento interpolados cada 300 metros de altura.

Si sobre todo el dominio desde x_0 a x_n , $P_n(x)$ y $f(x)$ tienen el mismo valor para los valores tabulados de x , es razonable suponer que ellos se aproximan en valores intermedios de x . Esta suposición es la base para el uso de $P_n(x)$ como polinomio de interpolación.

Una vez que se ha determinado el polinomio de interpolación, se pueden evaluar los valores de la función interpolada en cualquier punto que se desee. Aplicando este método de interpolación se creó un nuevo archivo de datos de viento interpolados en niveles fijos de altura, a intervalos de 300 metros, desde superficie hasta 3000 metros de altura. Como el polinomio de interpolación produce resultados correctos dentro del rango de los valores originales, cuando la altura de la última observación era menor que 3000 metros la interpolación se realizaba hasta el último punto medido, llenándose el resto del registro con un valor que indicaba dato faltante, el que posteriormente no era procesado en el cálculo de los promedios.

En la Figura 3 se muestra el perfil vertical del viento observado e interpolado con el polinomio de Newton - Gregory. La Figura 3a corresponde a un caso de máximo de viento en capas bajas sobre Resistencia (para el día 21 de Enero de 1974). En esta figura la línea llena representa los valores observados y la línea punteada los valores interpolados. El eje vertical es la altura sobre el suelo en metros y el eje horizontal la velocidad del viento en ms^{-1} . Se puede ver que hay una buena concordancia entre los valores observados e interpolados. La Figura 3b corresponde a un caso típico de viento creciente con la altura, sobre Resistencia (del día 16 de Septiembre de 1974). También se observa una buena similitud entre los valores observados y los valores interpolados.

2.2.2 Humedad específica.

La humedad específica q expresa la masa de vapor de agua contenida en la unidad de masa de aire húmedo. Se puede calcular usando la expresión (Iribarne y Godson,1981):

$$q = \frac{0.622 U e_s}{100 p} \quad (1)$$

donde U es la humedad relativa del aire en porcentaje, medida por el radiosonda, e_s es la tensión de vapor de saturación que se obtuvo de tablas y p es la presión.

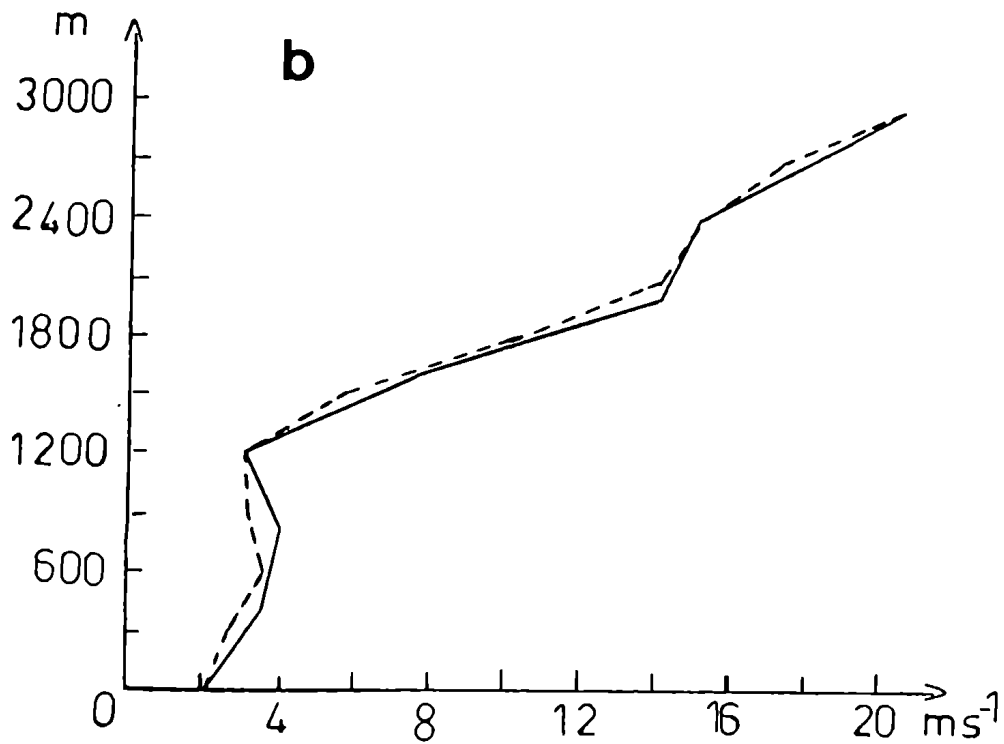
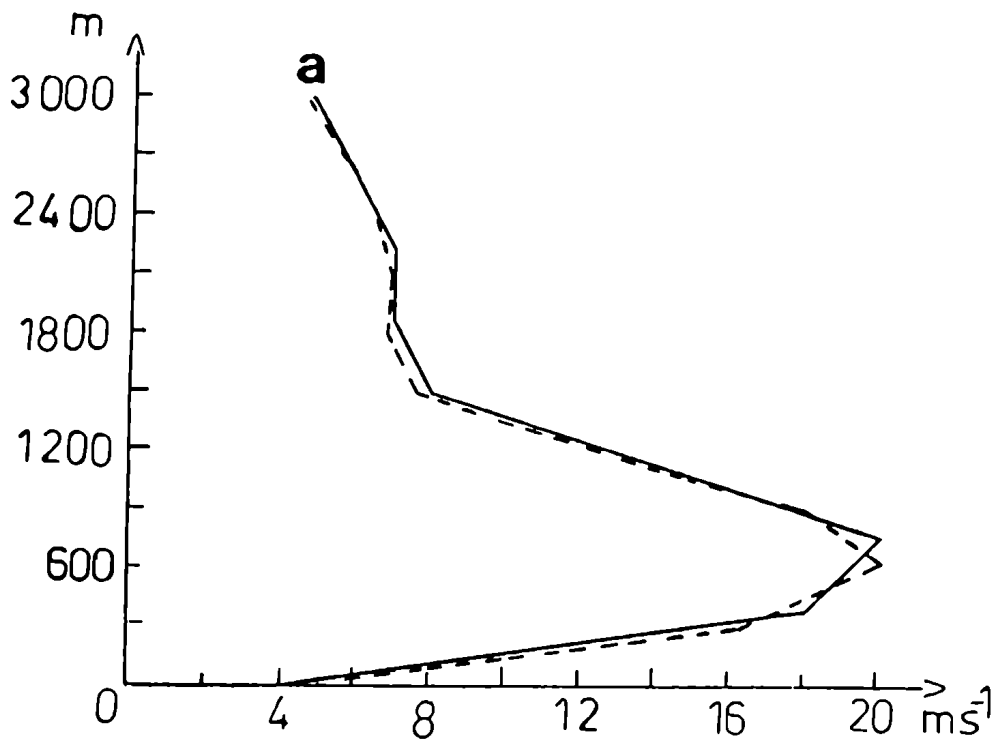


Figura 3. Perfil vertical del viento observado (linea llena) e interpolado (linea de segmentos). a) Caso de máximo de viento en capas bajas del día 21 de Enero de 1974. b) Caso de viento creciente con la altura del día 16 de Septiembre de 1974; ambos en Resistencia.

2.2.3 Transporte meridional de vapor de agua.

El transporte meridional de vapor de agua por unidad de área y de tiempo, se calcula según la expresión

$$T = \rho q v \quad (2)$$

donde ρ es la densidad del aire y v es la componente meridional del viento. Para comodidad de la lectura posterior de los resultados, la densidad del aire se expresa en gr m^{-3} , por lo tanto la unidad de medida resultante del transporte de vapor de agua es $\text{gr m}^{-2}\text{s}^{-1}$.

2.3 Resultados.

Se presentan los resultados obtenidos a partir de datos tanto de radiosondeo como de globo piloto, del periodo 1973-74, en las estaciones Salta y Resistencia. Salta se encuentra ubicada en $24^{\circ}51'$ sur, $65^{\circ}29'$ oeste y a una altura de 1220 metros sobre el nivel medio del mar. Esta edificada sobre el valle de Lerma, al este de los Andes, rodeada por una topografía accidentada, que se describe en forma detallada en el Anexo I. Este hecho debe ser tenido en cuenta para la interpretación de los resultados obtenidos. Resistencia se encuentra ubicada en $27^{\circ}27'$ sur, $59^{\circ}03'$ oeste, a una altura de 52 metros sobre el nivel medio del mar, en una región llana (Figura 1).

2.3.1 Humedad específica.

En la Figura 4a se muestra la distribución vertical del promedio mensual de la humedad específica, calculada

con la ecuación (1) y expresada en gramos de vapor de agua por kilogramo de aire, para las observaciones de radiosondeo de Salta, a las 0TUC del periodo 1973-74. Las líneas representan valores de humedad específica promedio dibujadas cada 2 gr Kg⁻¹. Se puede observar que cerca de superficie su valor es mayor en los meses de verano, en enero es mayor que 14 gr Kg⁻¹, disminuyendo hacia el invierno con un valor en julio de 6 gr Kg⁻¹. Su valor también disminuye monótonamente con la altura en cualquier época del año, excepto en Julio mes en el cual la humedad aumenta levemente con la altura. La Figura 4b muestra lo mismo que la Figura 4a, pero a las 12TUC. Se observa un decrecimiento de la humedad específica, desde el verano hacia el invierno, y también con la altura.

La Figura 4c muestra la distribución vertical del promedio mensual de la humedad específica a las 0TUC del periodo 1973-74 en Resistencia. Al igual que en Salta, la humedad es mayor en verano disminuyendo hacia el invierno y para cualquier mes del año, ésta disminuye también con la altura. La Figura 4d muestra lo mismo que la Figura 4c, pero a las 12TUC, observándose un comportamiento similar al de las 0TUC.

Observar que en ambos lugares, para un mes dado, a las 0TUC la humedad es mayor que a las 12TUC, lo que implica que en el día se produce un mayor transporte vertical de vapor de agua.

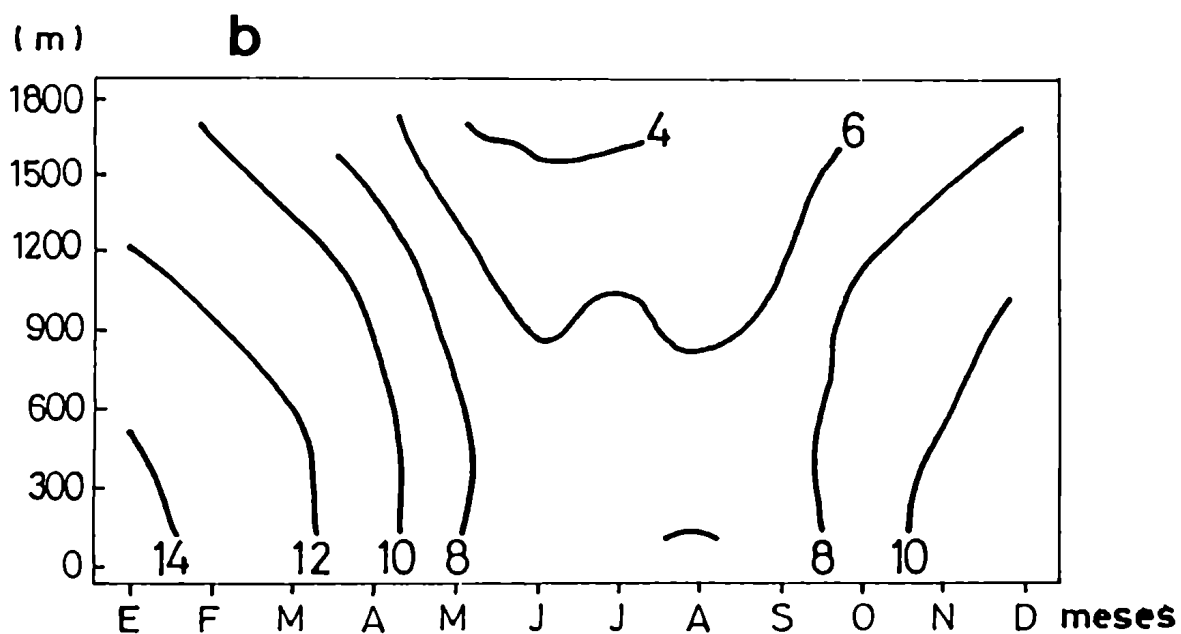
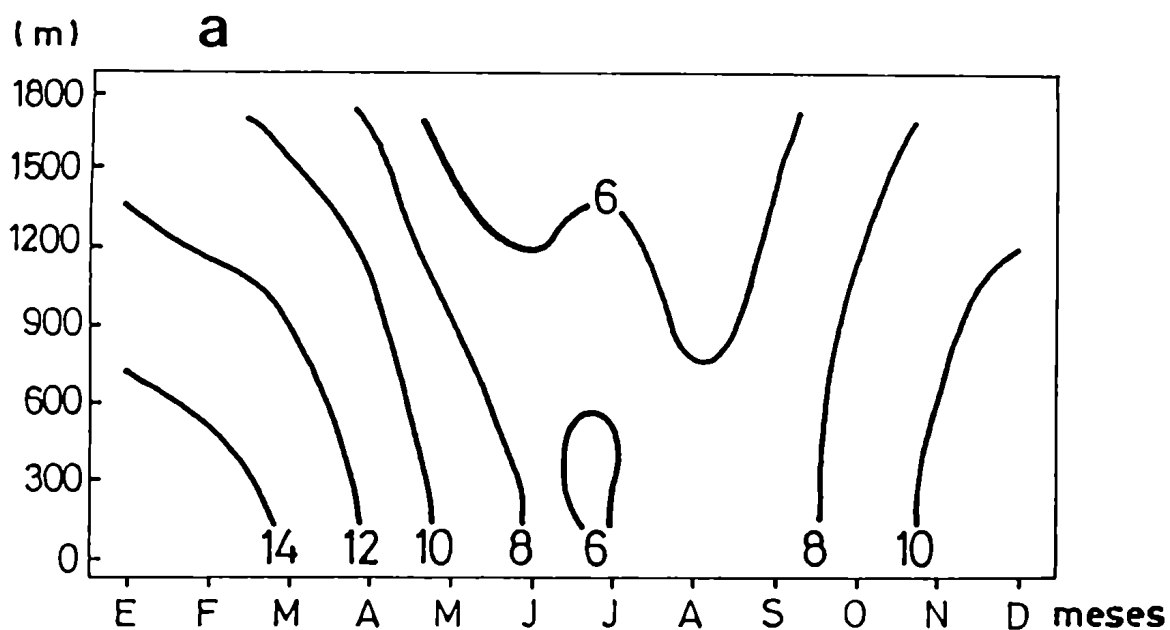
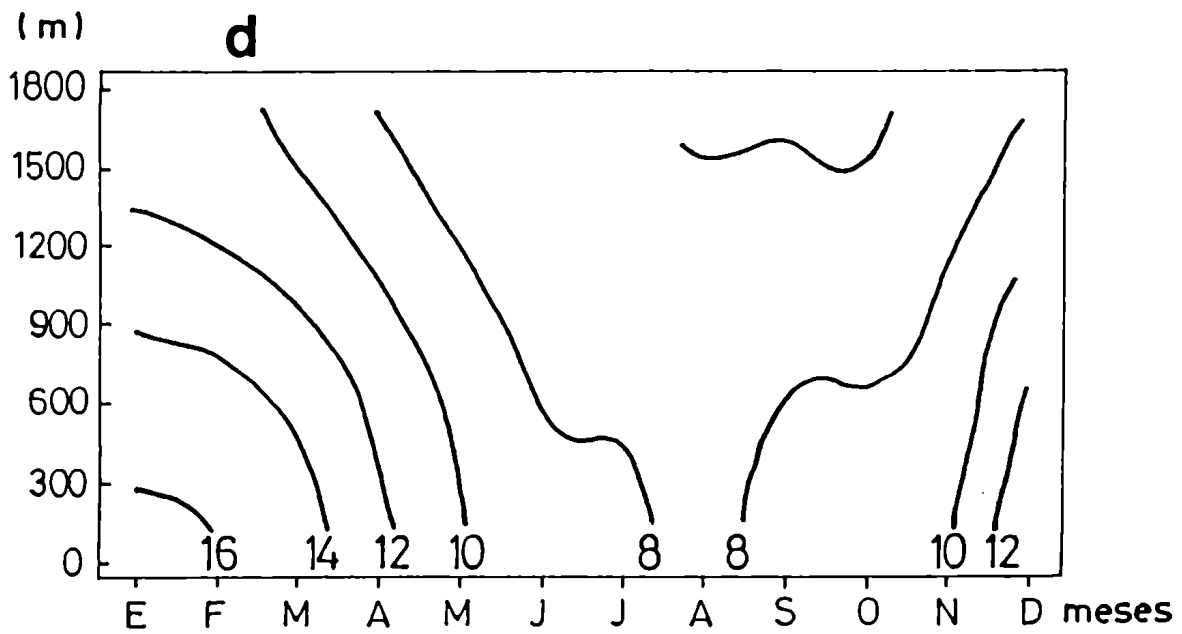
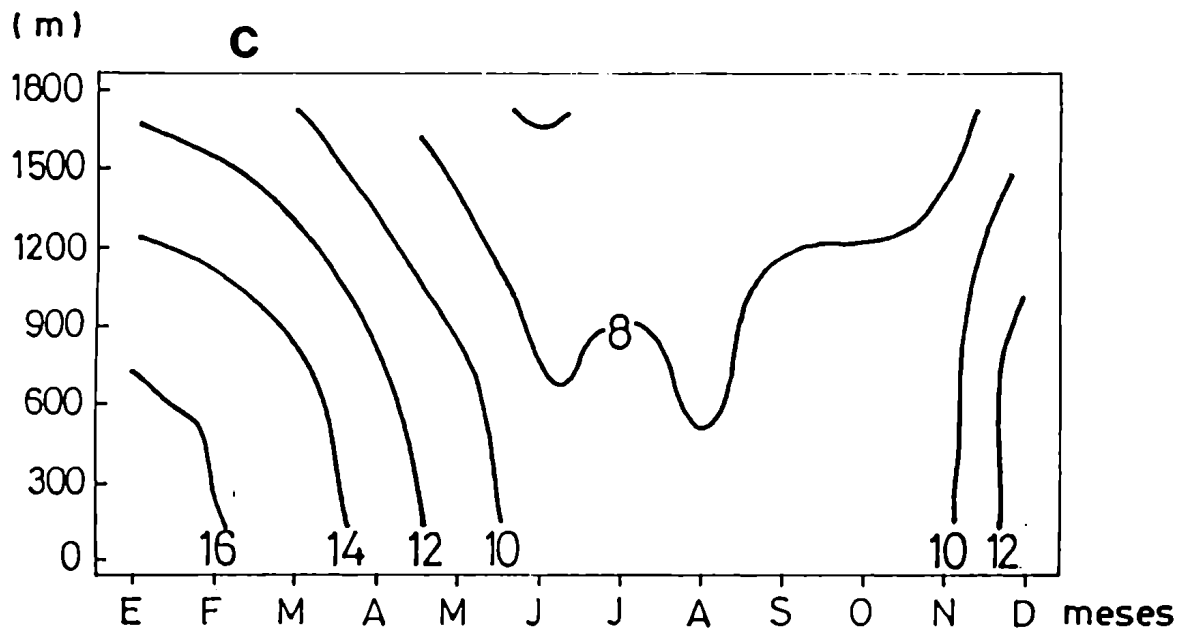


Figura 4. Distribución vertical del promedio mensual de la humedad específica para el periodo 1973-74 en Salta a) a las OTUC, b) a las 12TUC. El intervalo entre líneas es de 2 gr Kg^{-1} .



Continuación Figura 4 en Resistencia c) a las OTUC y d) a las 12TUC.

2.3.2 Velocidad del viento.

La Figura 5a muestra la distribución vertical del promedio mensual en el periodo 1973-74, de la velocidad del viento de acuerdo con datos Pilot en Salta a las 0TUC, es decir a las 19 hora local. El intervalo entre líneas es de 1 ms^{-1} . Se observa que la velocidad del viento aumenta desde superficie hasta cerca de 300 metros de altura. Este aumento es mayor en invierno y en primavera, alcanzando cerca de 300 metros de altura un máximo mayor que 5 ms^{-1} entre los meses de Julio y Octubre. Sobre 600 metros el viento permanece prácticamente constante hasta cerca de 1800 metros, punto a partir del cual nuevamente aumenta con la altura. La Figura 5b muestra lo mismo que la Figura 5a, pero a las 12TUC, o sea a las 07 hora local. Se observa ahora un comportamiento muy regular durante todo el año, esto es un aumento gradual de la velocidad del viento con la altura; además a esta hora la velocidad promedio es menor que a las 0TUC. Esta diferencia notable entre los resultados del atardecer respecto del comportamiento del viento al amanecer, sugieren que existe una circulación de brisa en Salta: al atardecer (0TUC) domina la brisa valle-montaña, en la madrugada (12TUC) impera la circulación opuesta montaña-valle. Por lo tanto, el máximo de velocidad del viento que se encuentra a las 0TUC a 300 metros de altura sobre Salta, no necesariamente corresponde a la presencia, en promedio, de la corriente en chorro en capas bajas. En el Capítulo 3 se hace una descripción más completa respecto a esto.

La Figura 6a muestra la distribución vertical del promedio mensual en el periodo 1973-74, de la velocidad del viento medida con datos de radiosondeo en Salta a las 0TUC. Cabe señalar que estas observaciones tienen menor resolución vertical que los datos de pilot. Si comparamos

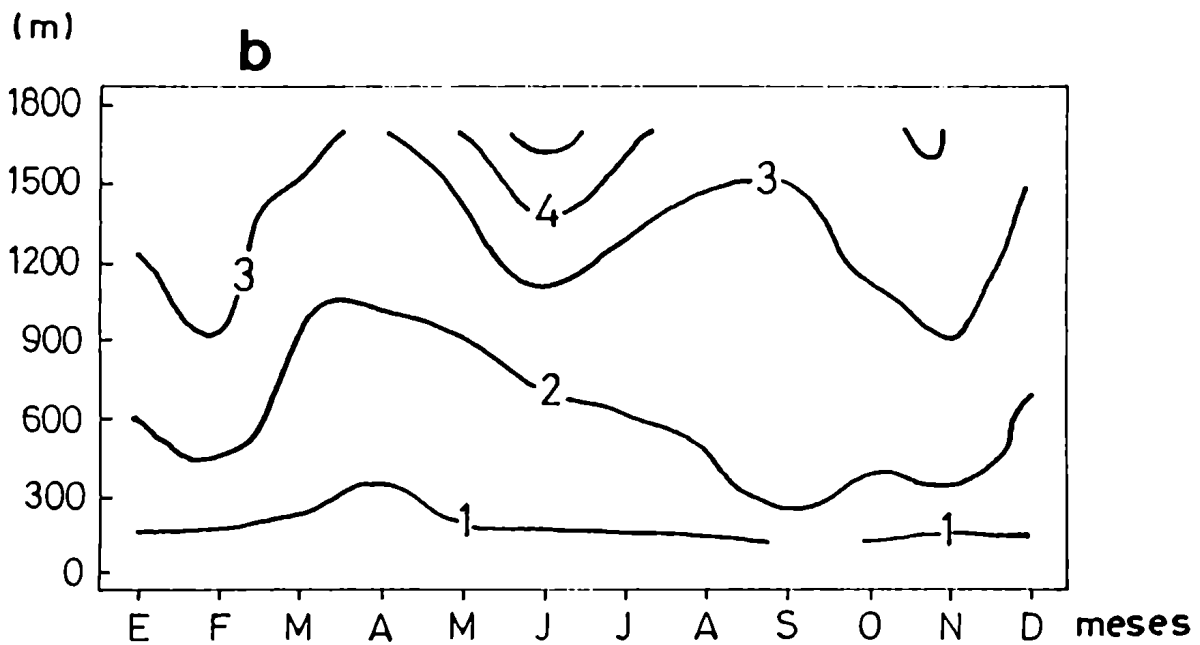
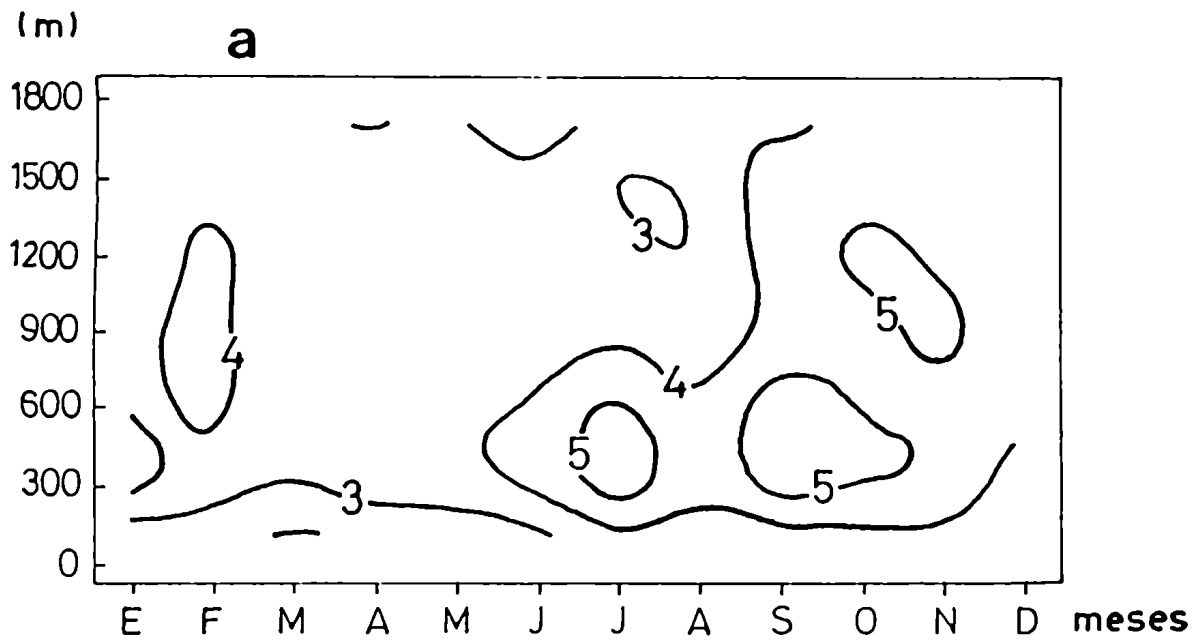


Figura 5. Distribución vertical del promedio mensual de la velocidad del viento obtenida con datos de Pilot, para el período 1973-74 en Salta a) a las OTUC, b) a las 12TUC. El intervalo entre líneas es de 1 ms^{-1} .

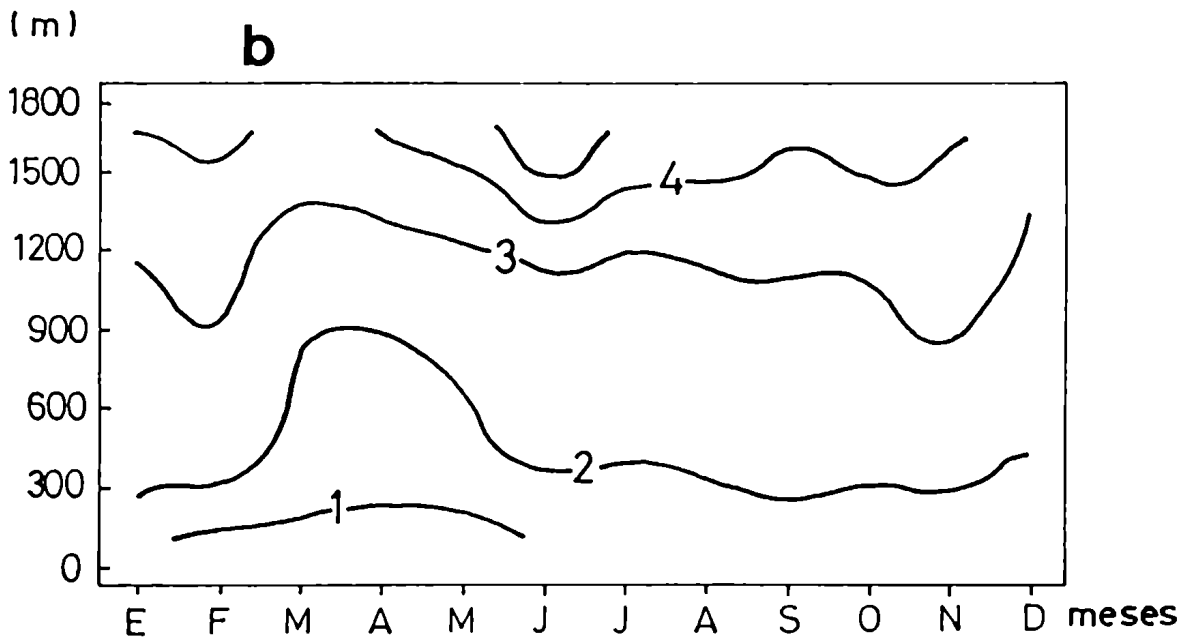
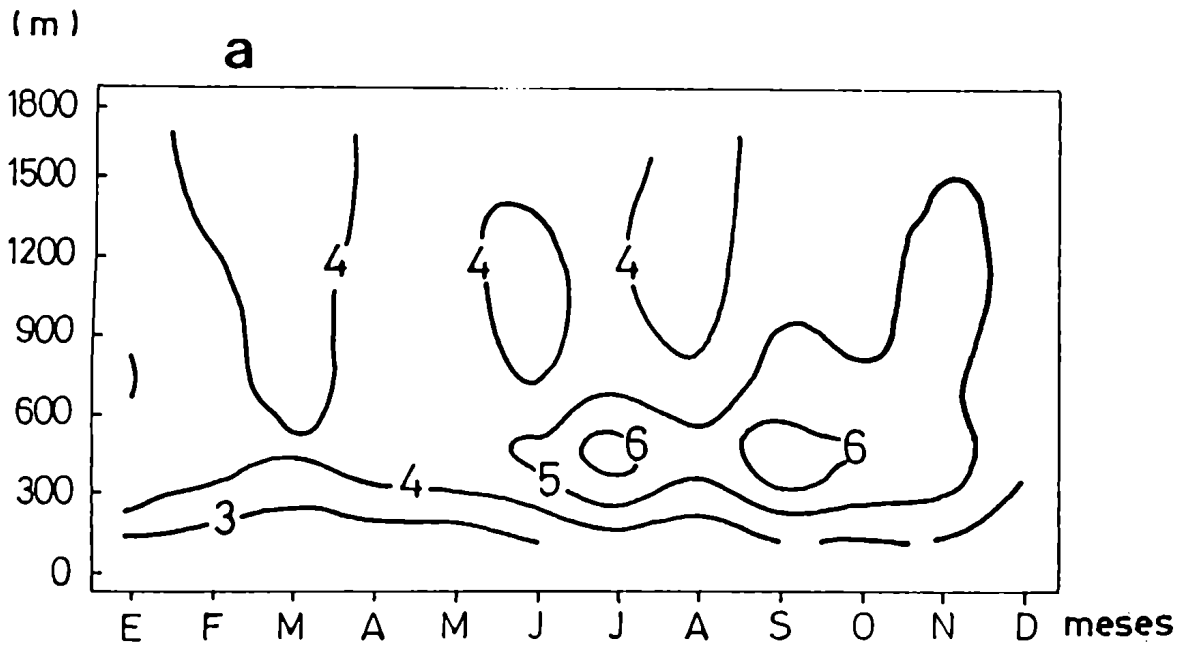


Figura 6. Distribución vertical del promedio mensual de la velocidad del viento obtenida con datos de radiosondeo, en Salta a) a las OTUC, b) a las 12TUC del periodo 1973-74. El intervalo entre líneas es 1 ms^{-1} .

estos resultados con los obtenidos mediante Pilot (Figura 5a), podemos observar un comportamiento similar entre ambas. Es conveniente destacar que entre los meses de Julio a Octubre, cerca de 500 metros de altura, se observa que la velocidad del máximo de viento es ahora ligeramente mayor que la que surge de los datos de Pilot. En la Figura 6b se muestra lo mismo que la Fig. 6a, pero a las 12TUC en Salta. Como en el caso anterior, la configuración de la velocidad del viento que se obtiene con los datos de radiosondeo es prácticamente idéntica a la obtenida con los datos Pilot (Figura 5b). La similitud de los resultados obtenidos se debe a que, sobre Salta, la altura de los niveles estandar hasta aproximadamente 800 metros de altura es cercana a la altura de los respectivos niveles Pilot hasta 600 metros.

En la Tabla 1 se muestra la altura en metros sobre la estación, de los niveles estandar en Salta y en Resistencia. Es el valor promedio anual para la superficie isobárica correspondiente. En ella se puede apreciar que la separación entre los niveles estandar es mayor que la separación de los niveles de Pilot, interpolados a valores constantes cada 300 metros.

Tabla 1. Altura sobre el terreno en metros, de los niveles estandar en Salta y en Resistencia.

Presión (Hpa)	Altura niveles estandar(m)	
	SALTA	RESISTENCIA
sup.	0	0
900	---	1000
850	300	1500
800	800	2000
700	1800	3000

La Figura 7a muestra la distribución vertical del promedio mensual en el período 1973-74, de la velocidad del viento medida con datos Pilot en Resistencia a las 0TUC. Se observa que a lo largo del año, la velocidad del viento aumenta rápidamente hasta 300 metros de altura. Por encima de ese nivel la velocidad del viento se mantiene aproximadamente constante con la altura desde Diciembre a Mayo, mientras que entre Junio y Agosto se observa un moderado aumento del viento con la altura. Entre los meses de Septiembre a Noviembre, en cambio, se observa claramente un máximo mayor que 8 ms^{-1} entre 300 y 900 metros de altura. La Figura 7b muestra lo mismo que la Figura 7a, pero a las 12TUC. En ella también se observa un rápido crecimiento de la velocidad del viento en los primeros 300 metros de altura durante todo el año. Pero cerca de 900 metros de altura se observa un máximo de viento mayor que 9 ms^{-1} hacia fines de la primavera y comienzos del verano, en tanto que en otra época se nota constancia o aumento del viento con la altura.

La Figura 8a muestra la distribución vertical del promedio mensual en el período 1973-74, de la velocidad del viento medida con datos de radiosondeo en Resistencia a las 0TUC. Comparando estos resultados con los de la Figura 7a se puede apreciar la consecuencia de una mayor resolución vertical en los datos, ya que si bien la configuración general de la velocidad del viento en ambas figuras es similar, el aumento de la velocidad del viento cerca de superficie observado con los datos de radiosondeo es más suave que el que se observa con los datos de Pilot. La Figura 8b muestra lo mismo que la Figura 8a, pero a las 12TUC. Al igual que en el caso anterior, la configuración de la velocidad del viento es similar a la obtenida con los datos Pilot y vale el mismo comentario acerca de la resolución vertical de los datos.

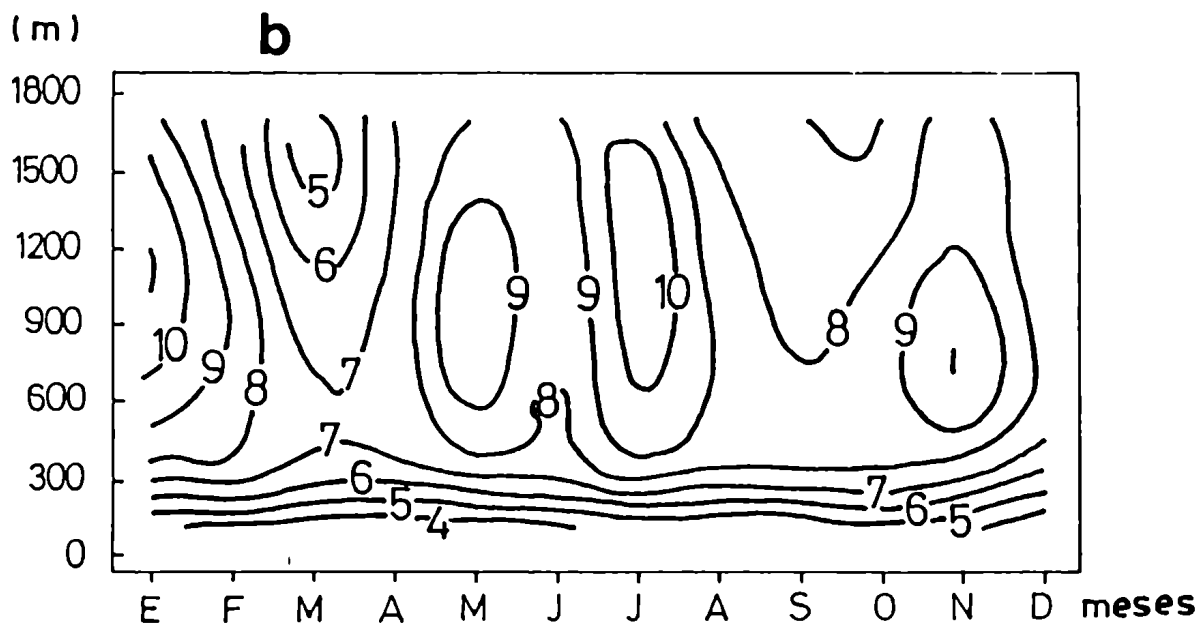
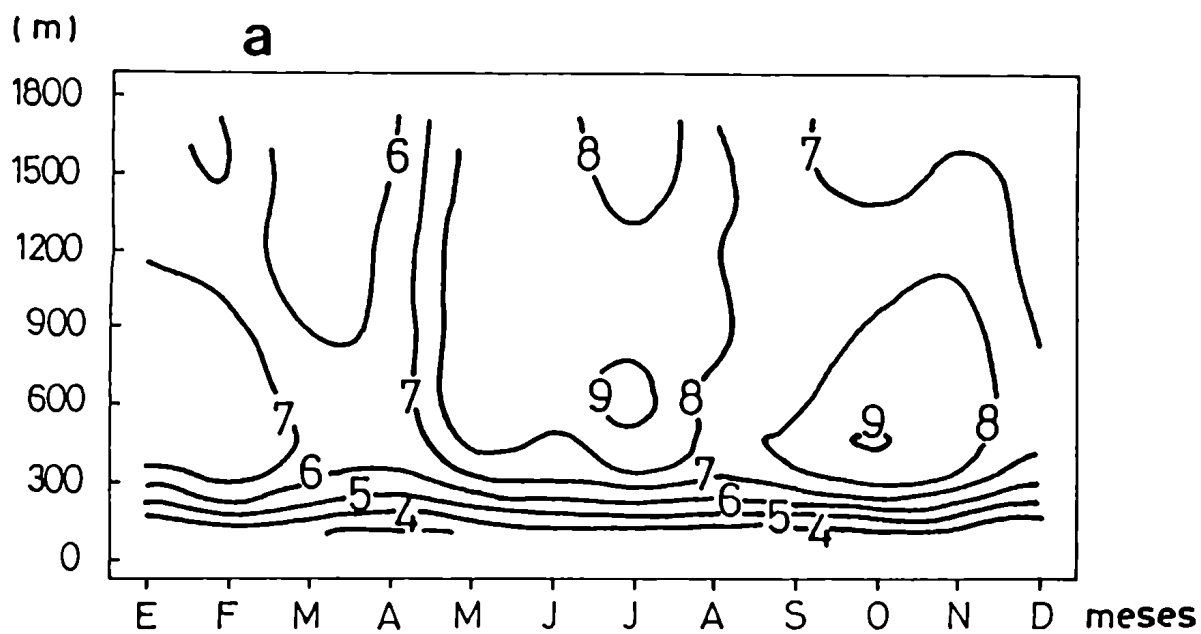


Figura 7. Distribución vertical del promedio mensual de la velocidad del viento obtenida con datos Pilot, para el periodo 1973-74 en Resistencia a) a las OTUC, b) a las 12TUC. El intervalo entre líneas es de 1 m s^{-1} .

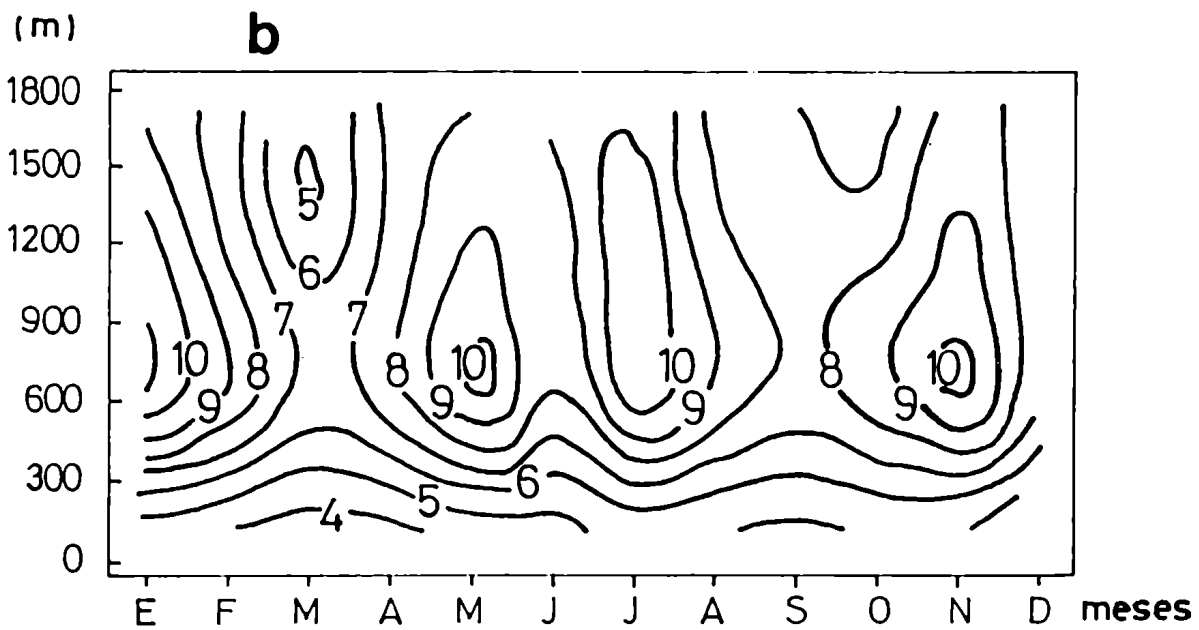
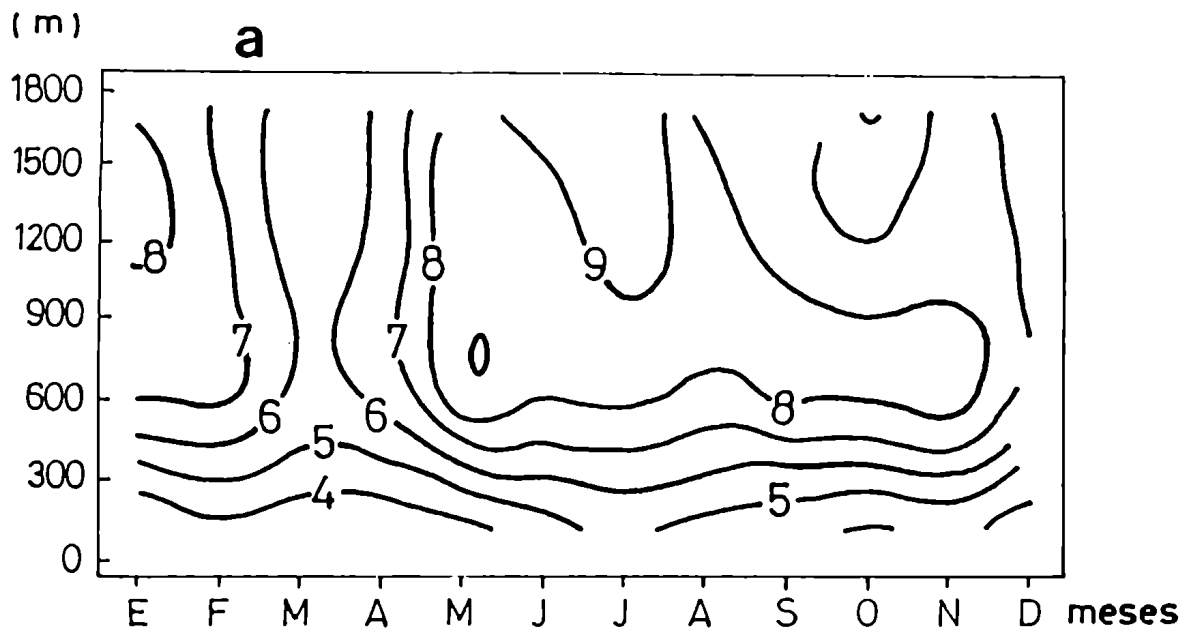


Figura 8. Distribución vertical del promedio mensual de la velocidad del viento obtenida con datos de radiosondeo, en Resistencia a) a las OTUC, b) a las 12TUC del período 1973-74.

La Figura 9a muestra la distribución vertical del promedio mensual en el período 1973-74, de la componente meridional del viento medida con datos de globo piloto en Salta a las 0 TUC. El intervalo entre líneas es de 1 ms^{-1} ; las líneas punteadas representan valores negativos, es decir viento desde el norte. Se observa que a lo largo del año, es predominante la componente meridional del viento promedio desde el norte. Se puede apreciar un máximo entre los meses de Mayo a Octubre entre los 300 - 600 metros de altura, con valores mayores que 3 ms^{-1} . La Figura 9b muestra lo similar a las 12 TUC en Salta. En este caso la componente meridional del viento es predominantemente desde el norte, su magnitud es menor que a las 0 TUC y aumenta con la altura.

La Figura 10a muestra la distribución vertical del promedio mensual en el período 1973-74, de la componente meridional del viento medida con datos de globo piloto en Resistencia a las 0 TUC. El intervalo entre líneas es de 1 ms^{-1} ; las líneas punteadas (llenas) representan valores negativos (positivos), es decir viento desde el norte (sur). Se observa que el viento es desde el sur desde Febrero a Abril y desde Octubre a Diciembre, desde superficie hasta 1800 metros de altura sobre el suelo, mientras que desde Agosto a Septiembre lo es hasta cerca de 1200 metros de altura. En Enero y en los meses de Mayo a Julio, el viento es desde el norte desde superficie hasta cerca de 1800 metros de altura. En la Figura 10b se muestra lo correspondiente para las 12TUC en Resistencia. A esta hora se observa un claro predominio de viento desde el norte en todos los niveles durante gran parte del año, excepto entre Agosto y Octubre, cuando el viento es desde el sur, de menor magnitud que el viento norte.

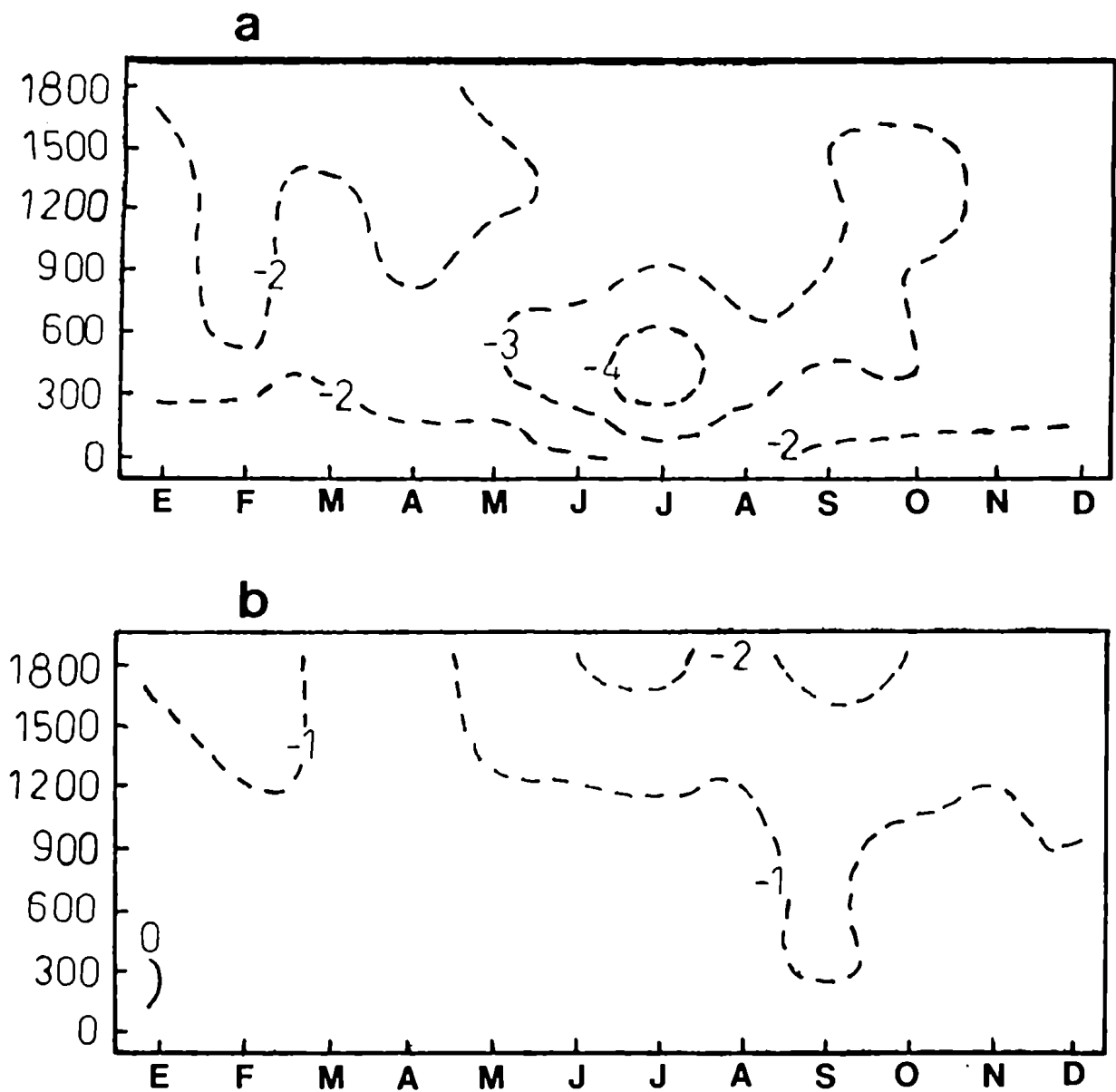


Figura 9. Distribución vertical del promedio mensual de la componente meridional del viento obtenida con datos Pilot, para el período 1973-74 en Salta a) a las OTUC, b) a las 12TUC. El intervalo entre líneas es de 1 ms⁻¹.

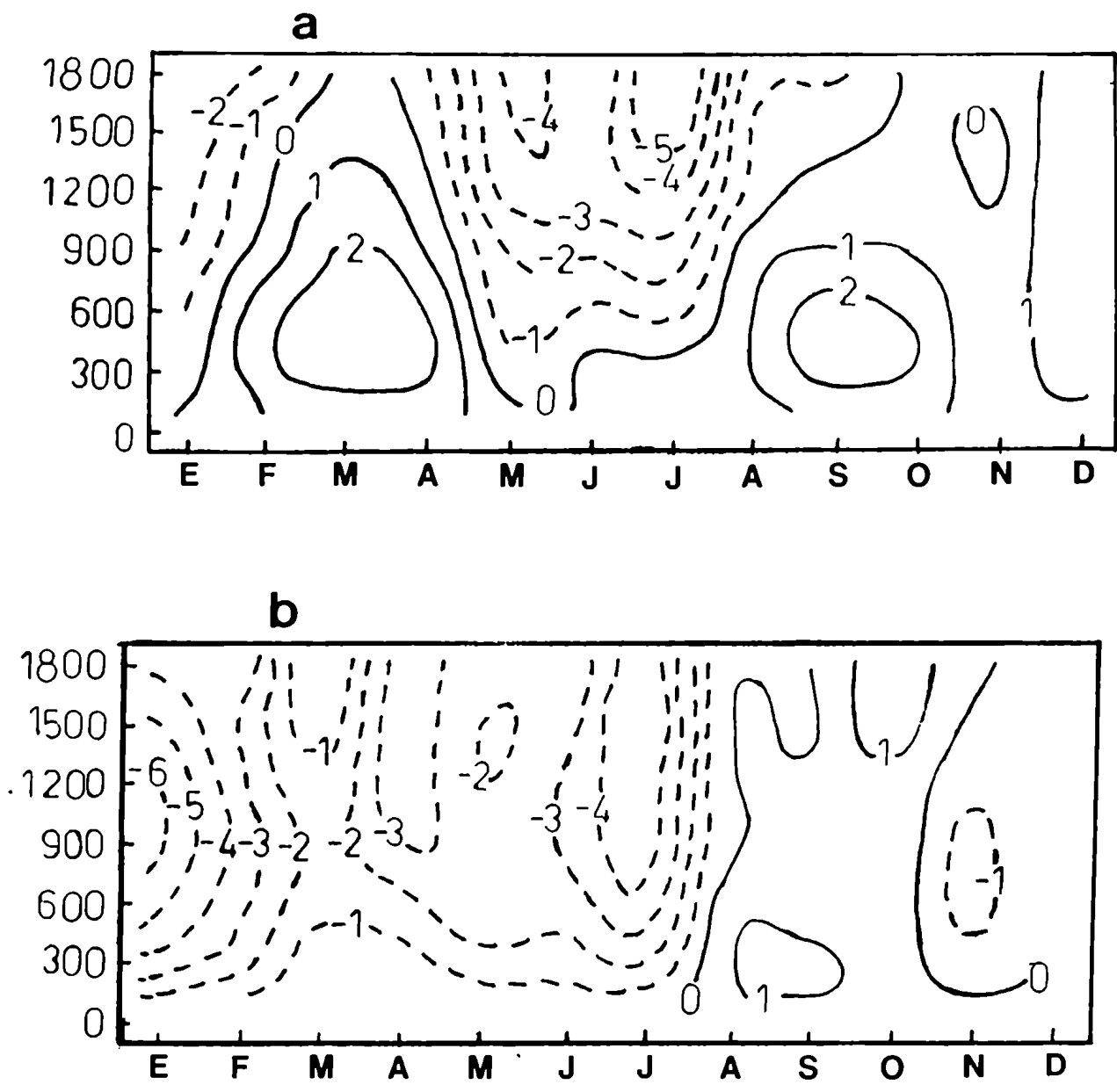


Figura 10. Distribución vertical del promedio mensual de la componente meridional del viento obtenida con datos Pilot, para el periodo 1973-74 en Resistencia a) a las OTUC, b) 12TUC. El intervalo entre líneas es de 1 ms^{-1} .

Para tener una idea acerca de la representatividad que tienen estos dos años de datos, se estudió la distribución vertical del promedio mensual de la velocidad del viento en un período más extenso. Estas comparaciones se efectuaron con las observaciones de las 12TUC, ya que es esta hora la que presenta los registros más completos. La Figura 11 muestra la distribución vertical del promedio mensual en el período 1965-82, de la velocidad del viento medida con datos de radiosondeo en Salta a las 12TUC. Comparando estos resultados con los de la Figura 6b y al no observar diferencias significativas entre ambas, se puede inferir que el período de dos años considerado es suficientemente representativo. La Figura 12 muestra la distribución vertical del promedio mensual en el período 1958-82, de la velocidad del viento medida con datos de radiosondeo en Resistencia a las 12TUC. Comparándola con la Figura 8b, se puede observar que el máximo en capas bajas que aparecía hacia fines de la primavera y comienzos del verano en el período 1973-74, está presente en el promedio del período 1958-82 durante todo el año.

2.3.3 Transporte meridional de vapor de agua.

El transporte se ha calculado con la ecuación (2) utilizando los datos de viento de Pilot y los datos de humedad de radiosondeo. Las variables termodinámicas usadas en el cálculo del transporte de vapor de agua fueron tomadas de las observaciones de radiosondeo e interpoladas cada 300 metros. La Figura 13a muestra la distribución vertical del promedio mensual en el período 1973-74, del transporte meridional de vapor de agua sobre Salta a las 0TUC. Las líneas punteadas (llenas) representan valores negativos (positivos), es decir transporte neto desde el norte (sur).

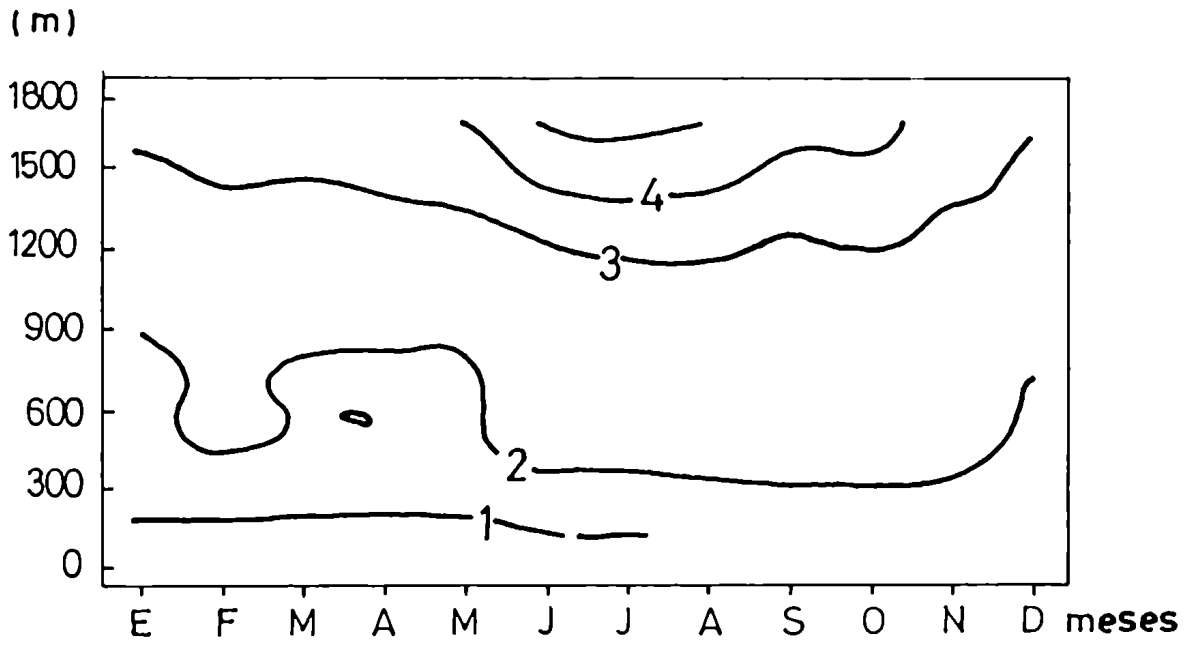


Figura 11. Idem. Figura 6b en Salta, a las 12TUC del periodo 1965-82. El intervalo entre líneas es 1 ms^{-1} .

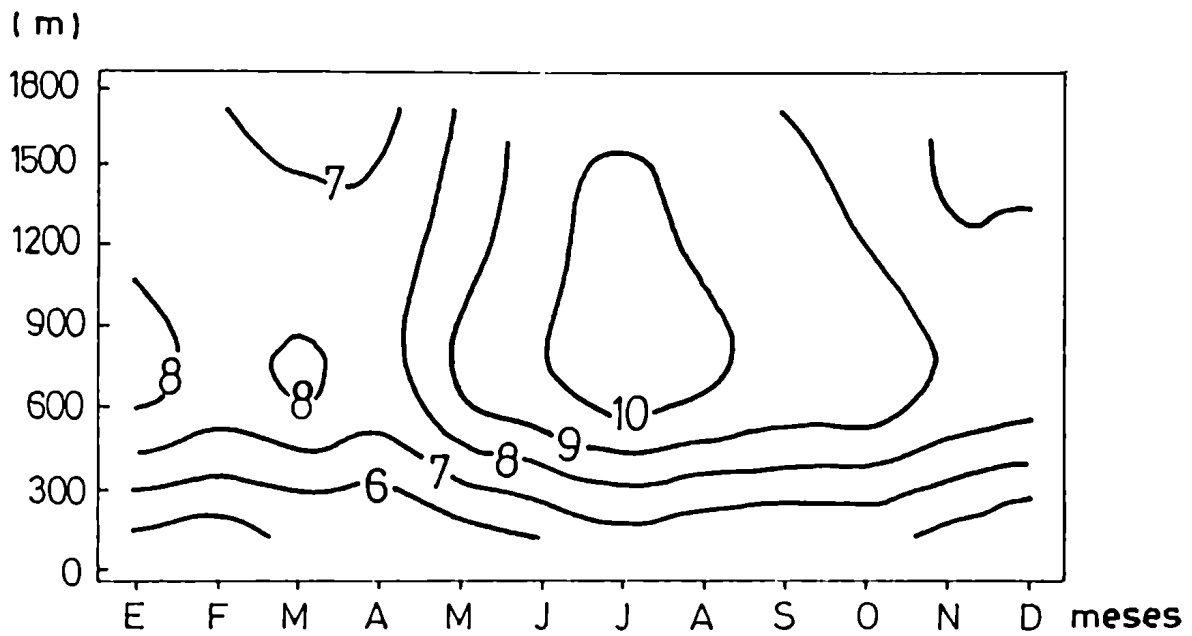


Figura 12. Idem. Figura 8b en Resistencia, a las 12TUC del periodo 1958-82. El intervalo entre líneas es 1ms^{-1} .

El intervalo entre líneas es $5 \text{ gr m}^{-2}\text{s}^{-1}$. Se puede observar que el transporte es desde el norte durante todo el año y durante gran parte de este se aprecia un máximo alrededor de los 500 metros de altura, con valores que superan los $-30 \text{ gr m}^{-2}\text{s}^{-1}$. La Figura 13b muestra lo mismo que la Figura 13a, pero a las 12TUC. En este caso se observa poca variación del transporte con la altura y además su magnitud es sólo un tercio del correspondiente a las 0TUC. Este aumento de la magnitud del transporte en Salta al atardecer con respecto a su valor al final del régimen nocturno, es producido por la variación diurna tanto de la velocidad del viento como de la humedad, que tienen magnitudes mayores a las 0 que a las 12TUC.

En las Figuras 14a y 14b, correspondientes a las observaciones en Salta a las 0 y 12TUC respectivamente, se muestra lo mismo que en la Figura 13, pero de acuerdo a datos de radiosondeo del período 1973-74. Los resultados obtenidos en el transporte de vapor de agua utilizando los valores de viento medido por radiosondeo, no difieren apreciablemente de los obtenidos utilizando valores de viento medido por globo piloto, aparte de los detalles propios debidos a la diferente resolución vertical de cada conjunto de datos.

La Figura 15a muestra la distribución vertical del promedio mensual en el período 1973-74, del transporte meridional de vapor de agua calculado con la ecuación (2), para datos de viento de Pilot y humedad de radiosondeo, sobre Resistencia a las 0TUC. El intervalo entre líneas es ahora de $10 \text{ gr m}^{-2}\text{s}^{-1}$. Se observa que el transporte es desde el sur desde Febrero a Abril y desde Octubre a Diciembre en los primeros 2 kilómetros sobre el suelo, mientras que desde Agosto a Septiembre lo es hasta cerca de 900

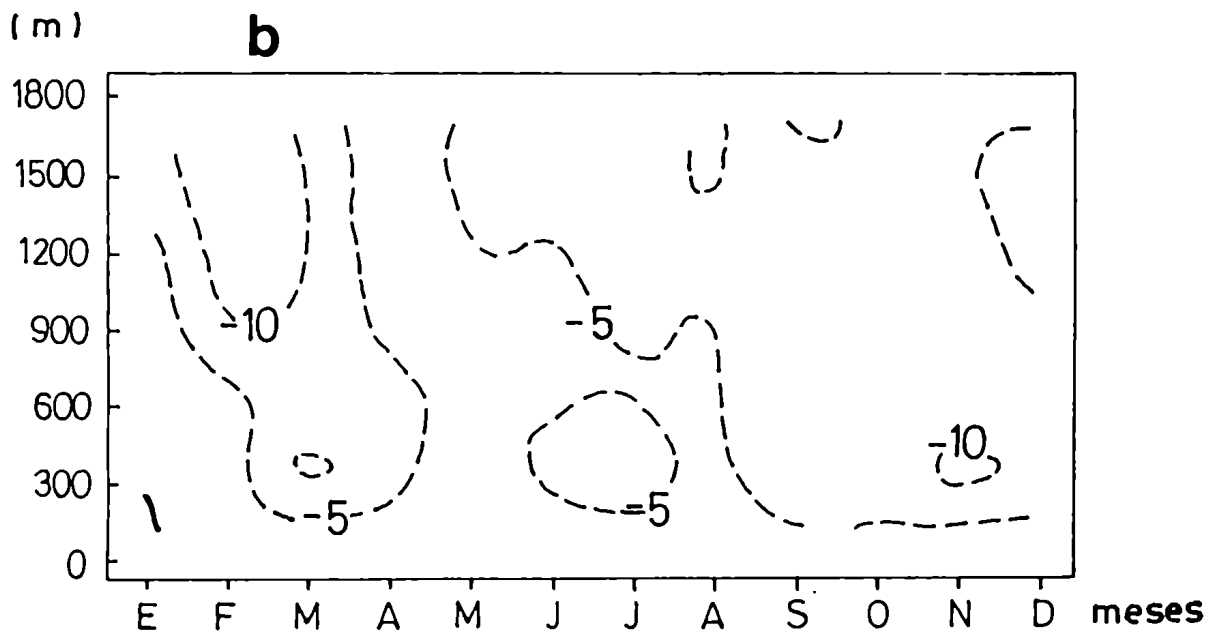
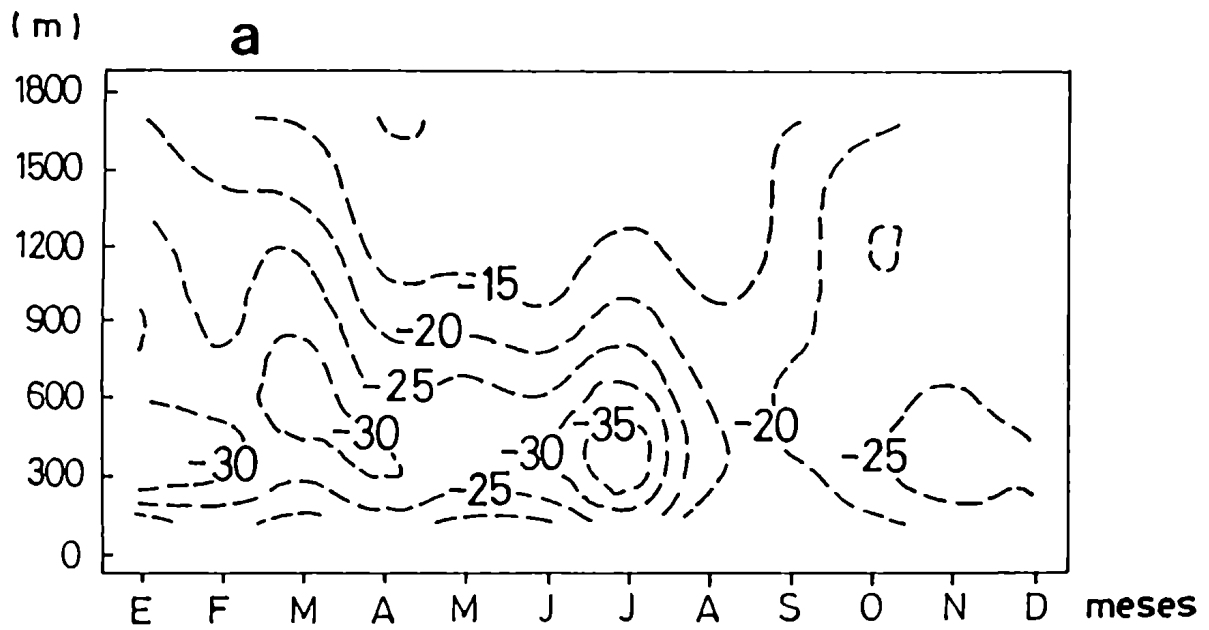


Figura 13. Distribución vertical del promedio mensual del transporte meridional de vapor de agua obtenido con datos de viento de Pilot y humedad de radiosondeo, para el período 1973-74 en Salta a) a las OTUC, b) a las 12TUC. El intervalo entre líneas es de $5 \text{ gr m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Líneas de segmentos indican transporte desde el norte.

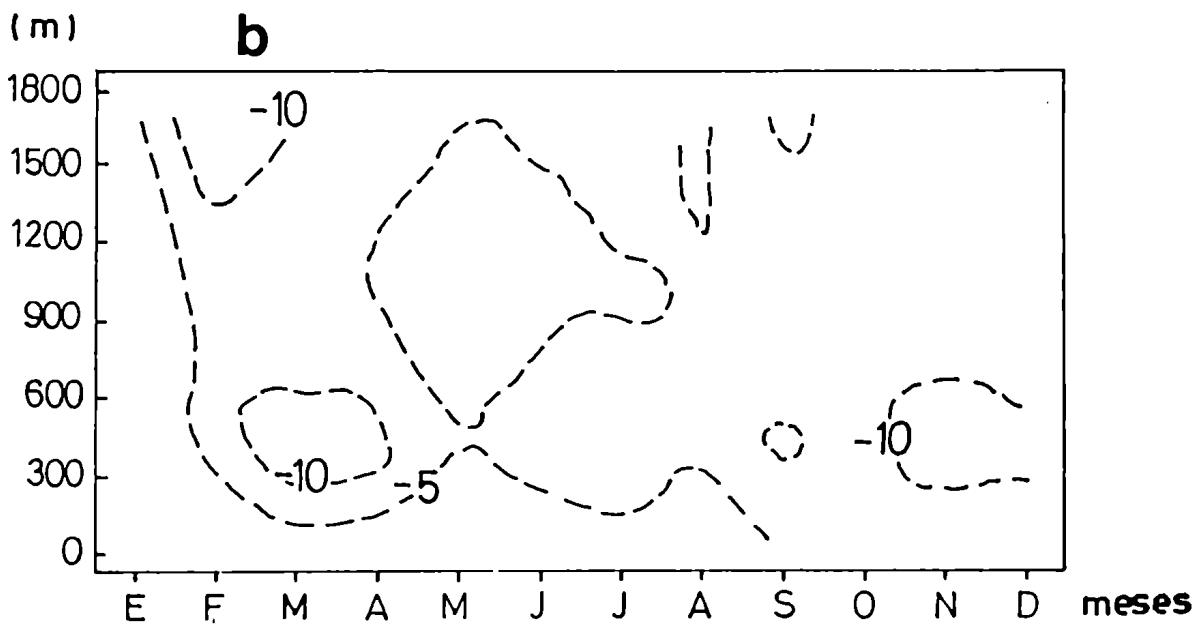
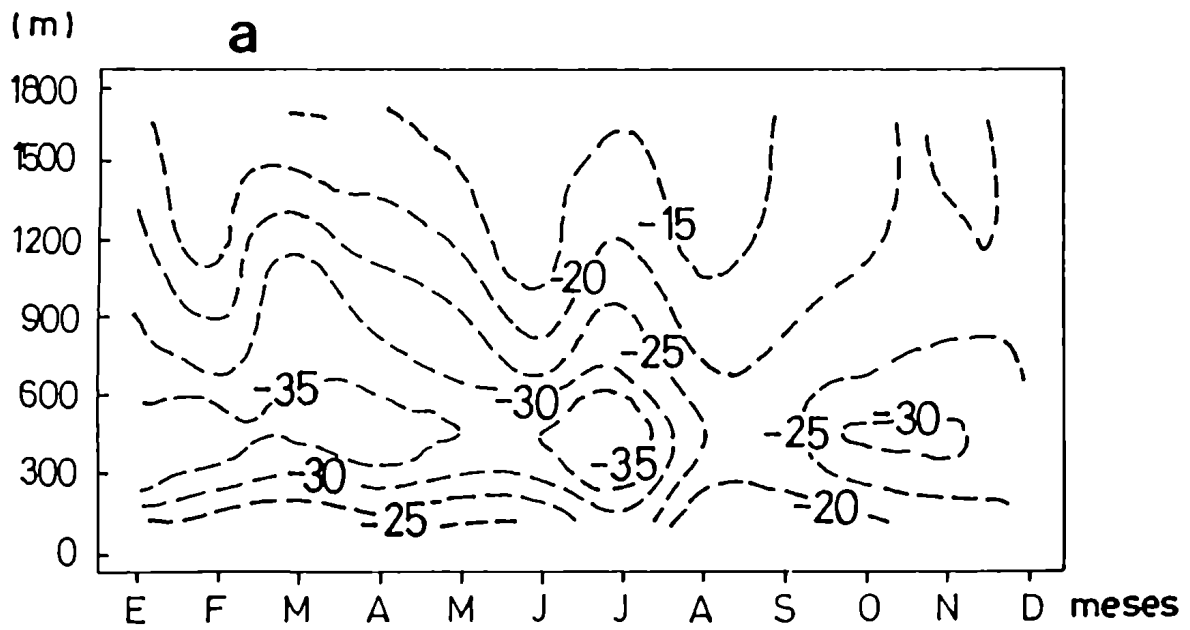


Figura 14. Distribución vertical del promedio mensual del transporte meridional de vapor de agua obtenido con datos de radiosondeo en Salta a) a las OTUC, b) a las 12TUC del periodo 1973-74.

metros de altura. En Enero y en los meses de Mayo a Julio, el transporte es desde el norte desde superficie hasta cerca de 2 kilómetros de altura. En la Figura 15b se muestra lo correspondiente para las 12TUC. A esta hora se observa un claro predominio del transporte desde el norte en todos los niveles durante gran parte del año, excepto entre Agosto y Noviembre, cuando el transporte es desde el sur, de pequeña magnitud.

El signo (o dirección) del transporte depende de la componente meridional del viento. Notar que entre Febrero - Abril y Noviembre - Diciembre se observa una inversión en la dirección del transporte promedio mensual (y por ende, de la componente meridional del viento) en un intervalo de 12 horas. Esto no necesariamente significa una fuerte inversión de la dirección del flujo medio cada 12 horas, es decir un significativo cambio de la situación sinóptica alrededor de Resistencia, ya que esto representa sólo a la componente meridional del viento. Cuando se calculó la componente zonal del viento (no mostrada aquí), ésta es desde el Este, debajo de 850 Hpa en ambas horas y de mayor magnitud que la componente meridional. Es decir, que el viento predominante sobre Resistencia tiene una importante componente del este en este período, cambiando alternativamente desde el ESE a las 0TUC al ENE a las 12TUC. Sin embargo, este corto período de observaciones es anómalo respecto a un período más extenso (ver Figura 18), por lo que estos resultados deben ser tomados con precaución.

El transporte meridional de vapor de agua calculado a partir de datos de radiosondeo, a las 0TUC del período 1973-74 en Resistencia, se muestra en la Figura 16a. Comparándola con la Figura 15a, se observa que la configuración general de ambas figuras es similar, pero se

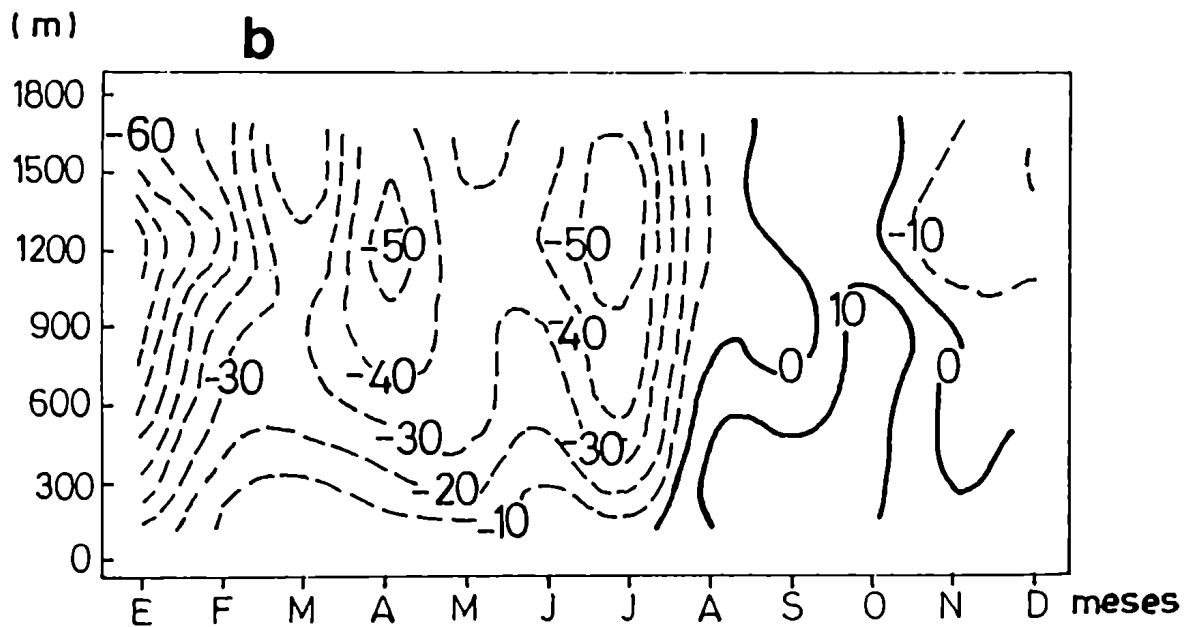
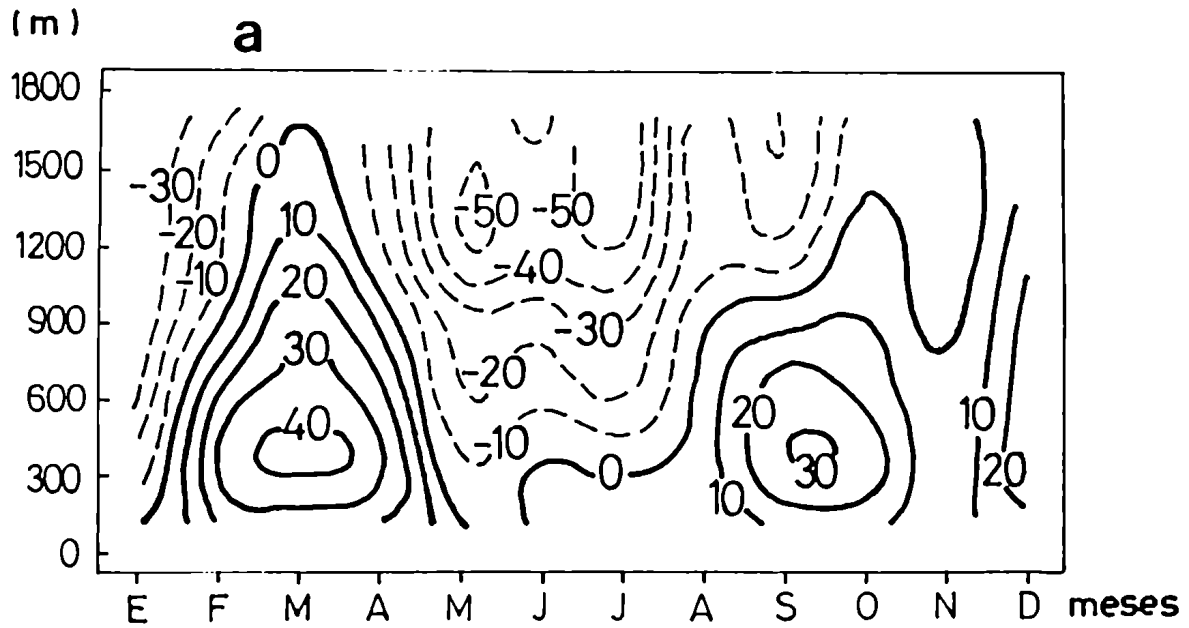


Figura 15. Distribución vertical del promedio mensual del transporte meridional de vapor de agua obtenido con datos de viento de Pilot y humedad de radiosondeo, para el periodo 1973-74 en Resistencia a) a las OTUC, b) a las 12TUC. El intervalo entre líneas es de $10 \text{ gr m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Líneas de segmentos indican transporte desde el norte.

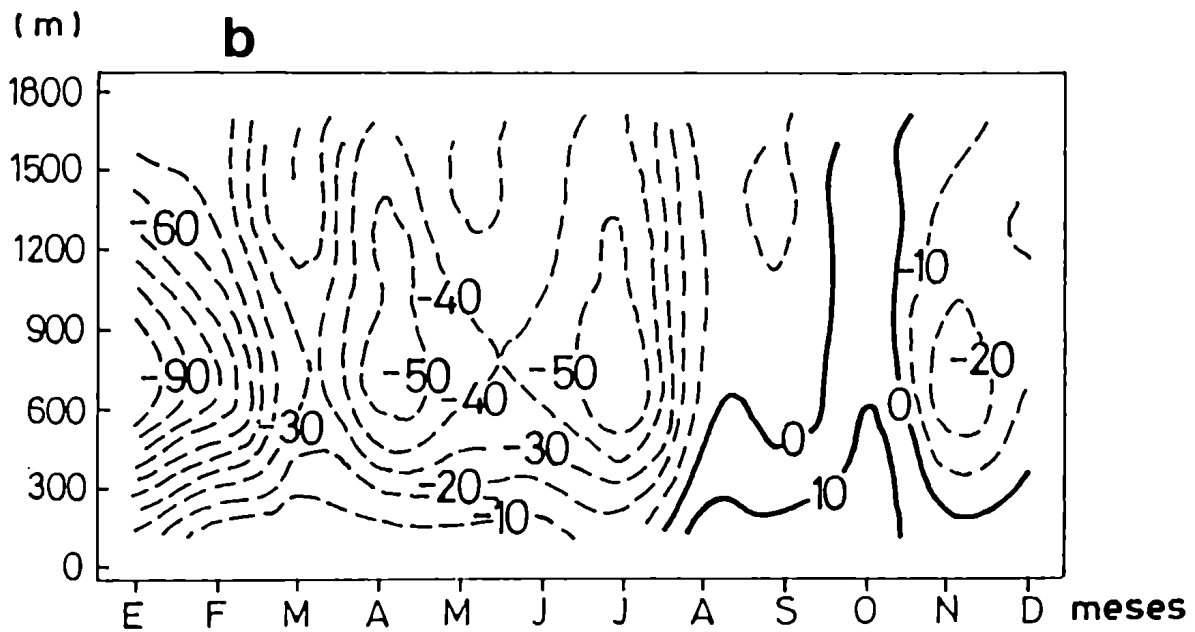
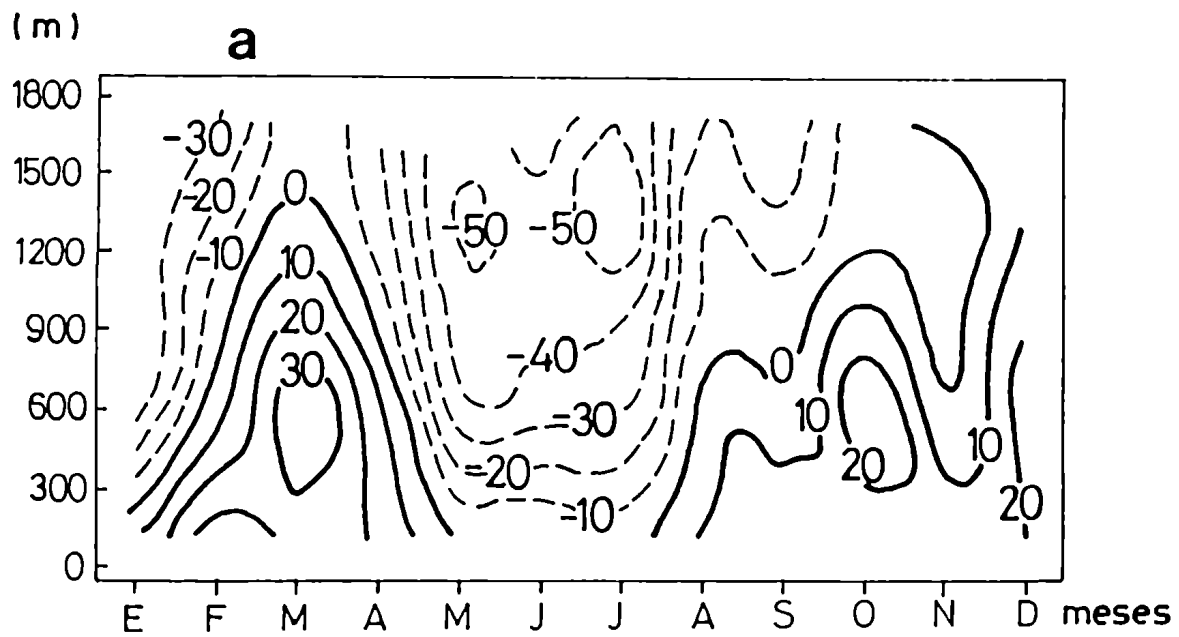


Figura 16. Distribución vertical del promedio mensual del transporte meridional de vapor de agua obtenido con datos de radiosondeo en Resistencia a) a las OTUC, b) a las 12TUC del período 1973-74.

observan diferencias en la magnitud del transporte. Cuando el transporte es desde el sur, su magnitud para datos de radiosondeo, entre superficie y 900 metros, es menor que para datos de Pilot a una altura semejante. Por el contrario, cuando el transporte es desde el norte, su magnitud obtenida con datos de radiosondeo es mayor que la obtenida con datos de Pilot a una misma altura, siendo esto más notorio debajo de 900 metros. Esta particularidad se debe a la diferente resolución vertical de los datos de Pilot y de radiosondeo. Ya se observaron diferencias entre las Figuras 7 y 8 en cuanto a un crecimiento más rápido de la velocidad del viento con la altura cuando se la calcula a partir de los datos de Pilot. En el caso del transporte, juega también el efecto de una rotación más rápida del viento con la altura que no es detectada apropiadamente por la baja resolución vertical de los datos de radiosondeo. En la Figura 16b se muestran los resultados obtenidos con datos de radiosondeo a las 12TUC en Resistencia. De la comparación con la Figura 15b se puede concluir que la magnitud del transporte desde el norte calculado con datos de radiosondeo es mayor que el calculado con datos de Pilot, especialmente debajo de 900 metros. Además, con los datos de radiosondeo no se observa transporte desde el sur en el mes de Septiembre, excepto cerca de superficie.

A efecto de estudiar la representatividad del periodo elegido, en la Figura 17 se muestra el transporte promedio de vapor de agua calculado con datos de radiosondeo en el periodo 1965-82 en Salta, y en la Figura 18 para Resistencia en el periodo 1958-82, ambas a las 12TUC.

En Salta, comparando las Figuras 11b y 14 no se observan diferencias significativas entre ambas. En Resistencia, al comparar las Figuras 13b y 15, aparecen dos

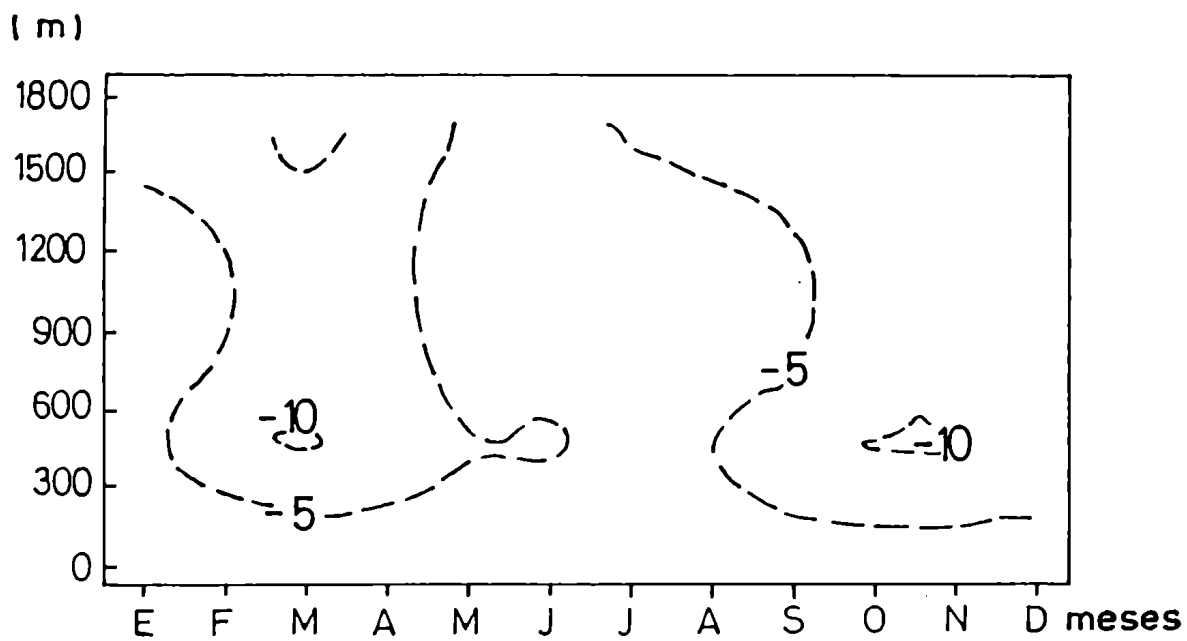


Figura 17. Idem. Figura 14b en Salta, a las 12TUC del periodo 1965-82. Líneas de segmentos indican transporte desde el norte. Intervalo entre líneas es $5 \text{ gr m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

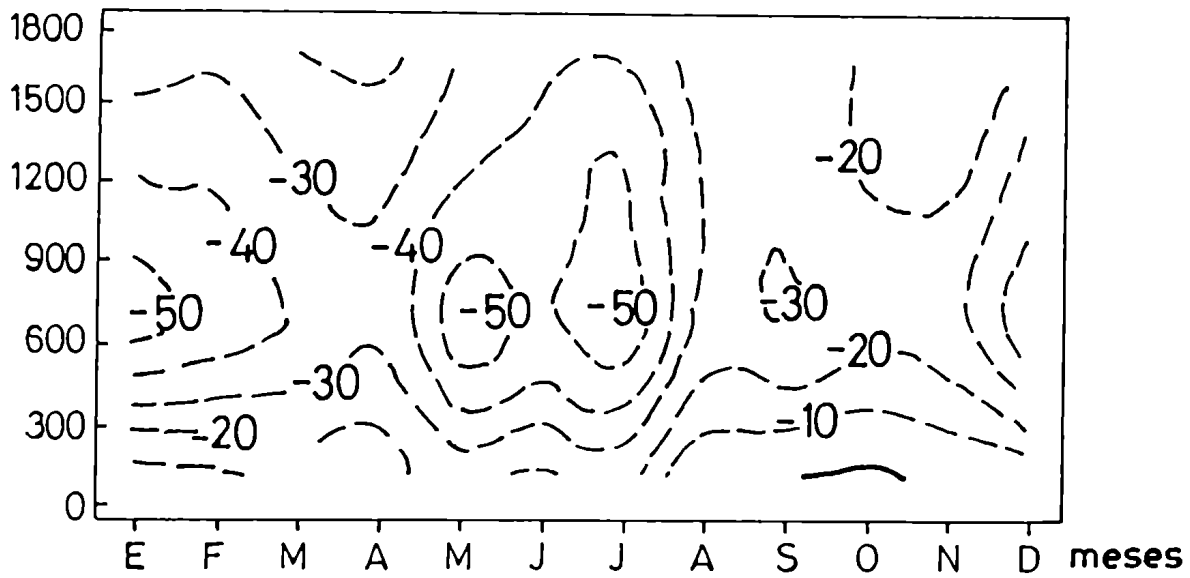


Figura 18. Idem. Figura 16b en Resistencia, a las 12TUC del periodo 1958-82. Intervalo entre líneas es $10 \text{gr m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Líneas de segmentos indican transporte desde el norte.

aspectos para destacar. Uno de ellos es que existe un factor de dos entre los máximos de verano ($-100 \text{ gr m}^{-2}\text{s}^{-1}$) y de invierno ($-50 \text{ gr m}^{-2}\text{s}^{-1}$) en capas bajas durante el periodo 1973-74, mientras que en el periodo 1958-82 ambos son de igual magnitud. El otro detalle es que el periodo 1958-82 muestra transporte neto desde el norte durante todo el año, mientras que en el periodo 1973-74 se observa transporte desde el sur durante la primavera, aunque de pequeña magnitud en comparación con la magnitud del transporte desde el norte. Es decir que el comportamiento observado en esos meses es una particularidad del periodo elegido.

2.4 Resumen del Capítulo 2.

El comportamiento de la humedad específica muestra características similares en Salta y en Resistencia, aunque en esta última es levemente mayor en capas bajas. Presenta un máximo en el verano y su mínimo en invierno, mientras que en la vertical su magnitud disminuye monotonamente con la altura en cualquier época del año. En ambas estaciones la humedad es mayor a las 0TUC que a las 12TUC.

Del estudio del comportamiento medio de la velocidad del viento que se muestra en las Figuras 5 a 8, se deduce que en Salta la intensidad de la circulación es mayor al atardecer que al amanecer, respondiendo posiblemente a un régimen de brisa valle-montaña. En Resistencia, la época del año en que mejor se manifiesta el máximo de viento en capas bajas es en primavera en ambas horas de observación, aunque en el promedio este es de mayor intensidad al final del régimen nocturno.

El transporte meridional de vapor de agua observado en las estaciones del norte Argentino es predominantemente desde el norte, tanto al atardecer como al amanecer, aunque en Resistencia durante los meses de Febrero a Abril (0TUC) y de Agosto a Diciembre (0 y 12TUC) se observa también transporte desde el sur hasta cerca de 1000 metros de altura sobre superficie, que desaparece cuando se considera un período más largo de datos.

Cuando se comparan los resultados obtenidos con los datos de viento de Pilot (de mayor resolución vertical) con los de radiosondeo, en Salta no se observan diferencias significativas en el comportamiento medio del viento ni del transporte. Esto se debe a que sobre Salta, la altura de cada nivel estandar debajo de 800 metros es cercana a la altura de cada nivel de Pilot hasta de 600 metros. En cambio en Resistencia sí se observan diferencias, especialmente debajo de 900 metros, ya que los datos de radiosondeo no tienen otra observación entre superficie y 900 metros, mientras que los datos de Pilot tienen observaciones en tres niveles en ese mismo intervalo de alturas.

Cuando se comparan los resultados obtenidos para un período de dos años de datos con otro período más largo, en Salta no se observan diferencias notables entre ambos períodos. En Resistencia el período de dos años elegido puede considerarse como anómalo con respecto al período más largo, por las diferencias que exhiben los resultados obtenidos, tanto de velocidad del viento como del transporte.

Debido al corto periodo que abarcan los datos analizados es probable que los valores promedios encontrados no sean estables y por lo tanto los resultados obteni-

dos deben ser tomados con precaución. Para profundizar en el conocimiento del comportamiento del viento (y su relación con la corriente en chorro en capas bajas) y del transporte de vapor de agua asociado, es necesario contar con una mayor frecuencia diaria y con una mayor resolución horizontal y vertical de observaciones de viento y de humedad en el primer kilómetro de altura.

CAPITULO 3. REGIMEN DE VIENTO EN SALTA Y EN RESISTENCIA.

Del análisis del comportamiento medio mensual de la velocidad del viento realizado en el Capítulo 2, surge la existencia de un máximo debajo de un kilómetro de altura sobre la superficie. Este se observa a las 0TUC en Salta y a las 0 y 12TUC en Resistencia, principalmente a fines de invierno y en primavera. Para conocer mayores características de este máximo de velocidad del viento, en éste Capítulo se estudia de diferentes formas el régimen de viento en las estaciones mencionadas, con el propósito de obtener una descripción básica de su comportamiento. Es conveniente hacer esta descripción, ya que posteriormente se analizará la posible asociación del máximo de viento con la corriente en chorro en capas bajas, en la zona norte de Argentina.

En una primera etapa, se analiza el perfil vertical de la velocidad del viento promedio y su desviación estandar, calculando el promedio para los dos años de datos de globo piloto del período 1973-74. En la segunda parte, se seleccionó de las observaciones diarias de este período los casos en los que existe un valor máximo de velocidad del viento en capas bajas. Para el conjunto de los casos seleccionados como máximo de velocidad del viento se determina el perfil vertical del viento promedio de todos los casos, su desviación estandar, la dirección predominante por niveles, la velocidad promedio en los niveles de viento máximo y de viento mínimo y la frecuencia mensual de ocurrencia.

3.1 Perfil vertical del viento promedio.

Para las observaciones de viento de Pilot del período 1973-74, a las 0 y 12TUC, tanto en Salta como en Resistencia, se ha calculado el perfil vertical del viento promedio en intervalos de 300 metros y la correspondiente desviación estandar en cada nivel.

En la Figura 19a, se muestra el perfil vertical de la velocidad del viento promedio y la desviación estandar (líneas horizontales), del período 1973-74 a las 0TUC, es decir a las 19 hora local en Salta. Se observa que la velocidad del viento aumenta con la altura desde superficie hasta 600 metros, donde alcanza un máximo de 4.4 m s^{-1} . A partir de esta altura, la velocidad comienza a disminuir lentamente para alcanzar un mínimo de 3.9 m s^{-1} en 1800 metros de altura, punto a partir del cual nuevamente aumenta con la altura. La desviación estandar se mantiene aproximadamente constante con la altura hasta 1800 metros, después aumenta. En la Figura 19b se muestra lo propio a las 12TUC en Salta, o sea a las 07 hora local. En este caso se observa que la velocidad del viento y la desviación estandar aumentan gradualmente con la altura. En Salta se observa una oscilación diurna en la magnitud del máximo de viento debajo de 1500 metros sobre el terreno, ya que velocidad es mayor a las 0 que a las 12TUC.

En Resistencia, el perfil vertical de la velocidad del viento promedio y su desviación estandar, a las 0TUC, es decir a las 19:20 hora local del período 1973-74, se muestra en la Figura 19c. En ella se observa que la velocidad del viento aumenta considerablemente desde superficie hasta 600 metros de altura, donde alcanza un máximo de 7.9 ms^{-1} y luego disminuye levemente para alcanzar un mínimo de 7.1 ms^{-1}

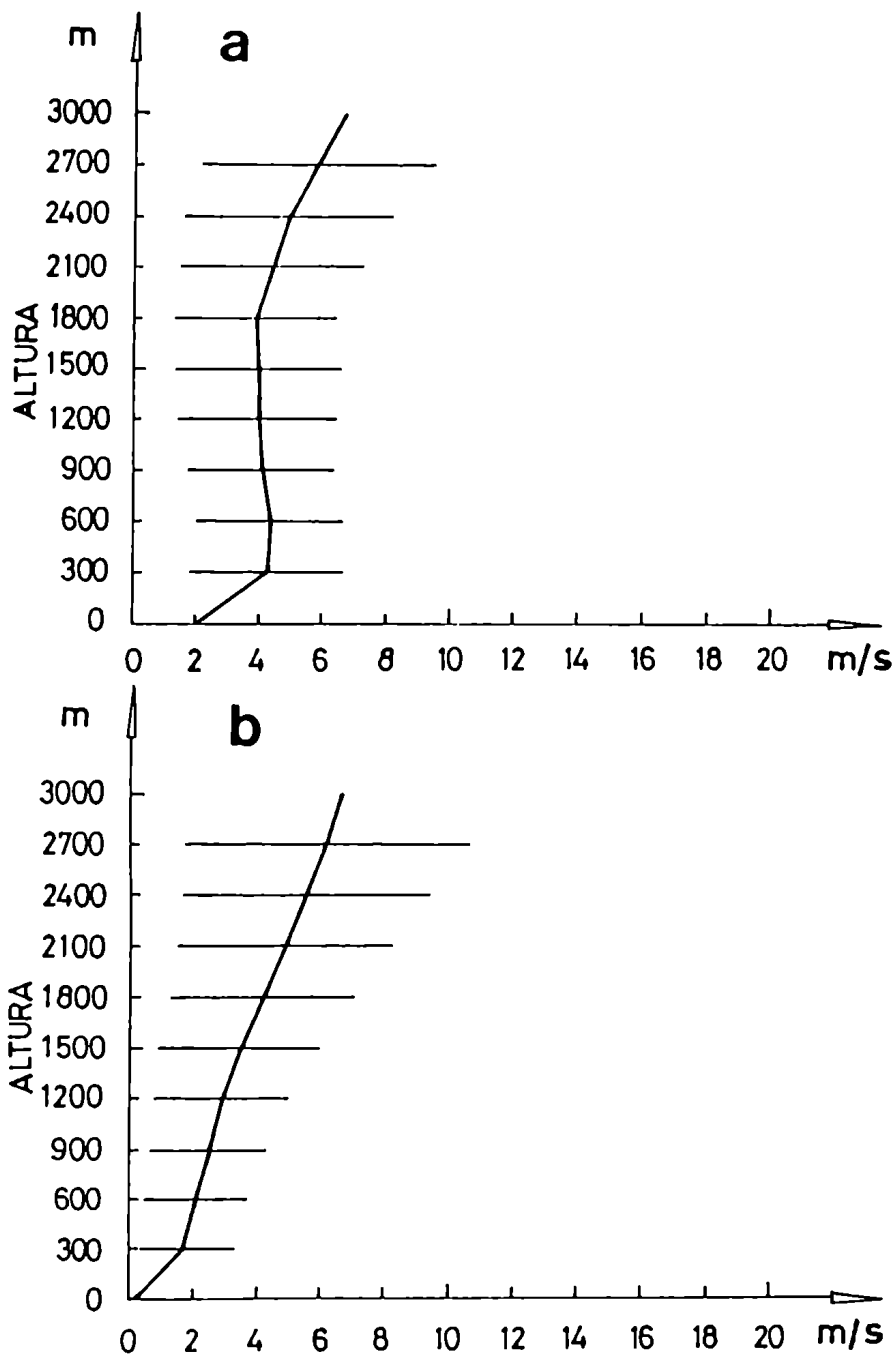
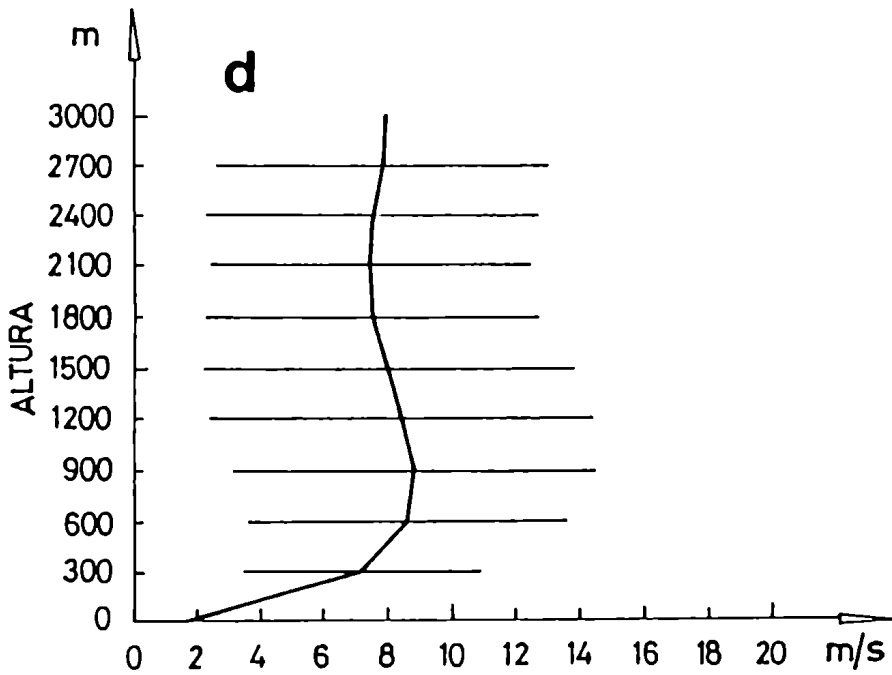
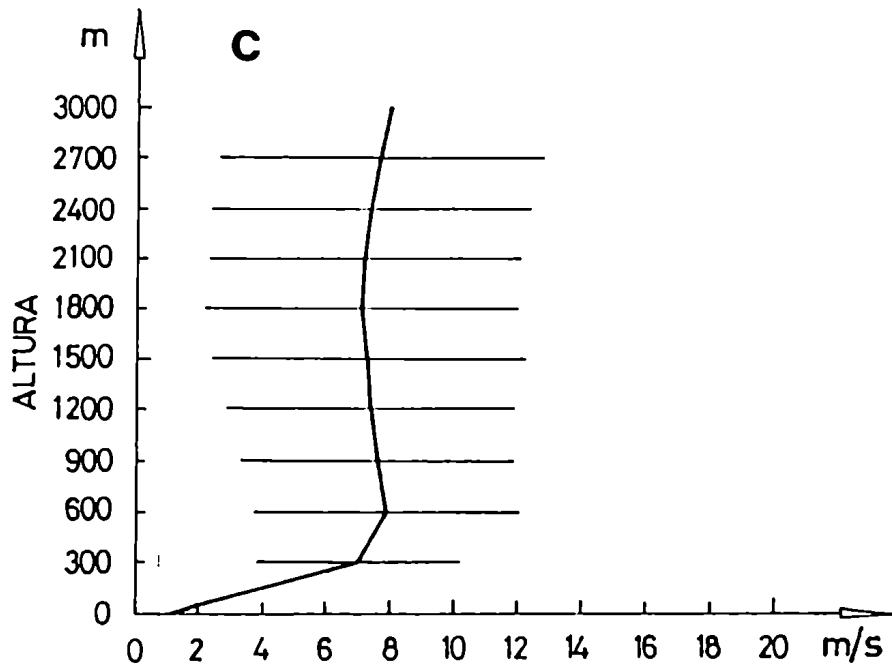


Figura 19. Perfil vertical de la velocidad del viento promedio y desviación estandar del periodo 1973-74, en ms^{-1} , obtenida con datos de Pilot, en Salta a) a las 01TUC, b) a las 12TUC.



Continuación Figura 19, en Resistencia c) a las OTUC, d) a las 12TUC.

en 1800 metros de altura, punto a partir del cual aumenta lentamente. Por su parte, la desviación estandar aumenta levemente con la altura. La situación a las 12TUC en Resistencia, o sea 7:20 hora local, se muestra en la Figura 19d. A esta hora también se nota un máximo de velocidad, de 8.8 m s^{-1} , que se produce a 900 metros de altura. El mínimo a las 12TUC en Resistencia se produce a 2100 metros. La desviación estandar aumenta alcanzando un máximo a la altura del máximo de viento, posteriormente se mantiene constante. Aquí en este lugar, el máximo se manifiesta en las dos horas de observación, pero al amanecer éste es más intenso y se produce a mayor altura que al atardecer.

Es interesante comparar la desviación estandar de Salta con la de Resistencia. El régimen de viento en capas bajas sobre Salta, es consecuencia de una topografía montañosa (ver Anexo I), que hace que su variabilidad, reflejada en la desviación estandar, sea mucho menor que en Resistencia, situada sobre una planicie, donde el régimen de viento está influenciado por los sistemas sinópticos.

Un análisis similar se hizo calculando el perfil vertical del viento promedio sólo para los meses de Septiembre, Octubre y Noviembre del período 1973-74. Esta es la época del año cuando se observa con mayor notoriedad, en los promedios mensuales velocidad del viento mostrados en el Capítulo 2, un máximo debajo de 1000 metros de altura sobre la estación.

El conjunto de Figuras 20a, 20b en Salta y 20c, 20d en Resistencia a las 0 y 12TUC respectivamente, muestra los resultados obtenidos. La característica general de todos los perfiles verticales de velocidad del viento promedio observados en estas figuras es similar a la que se obtuvo

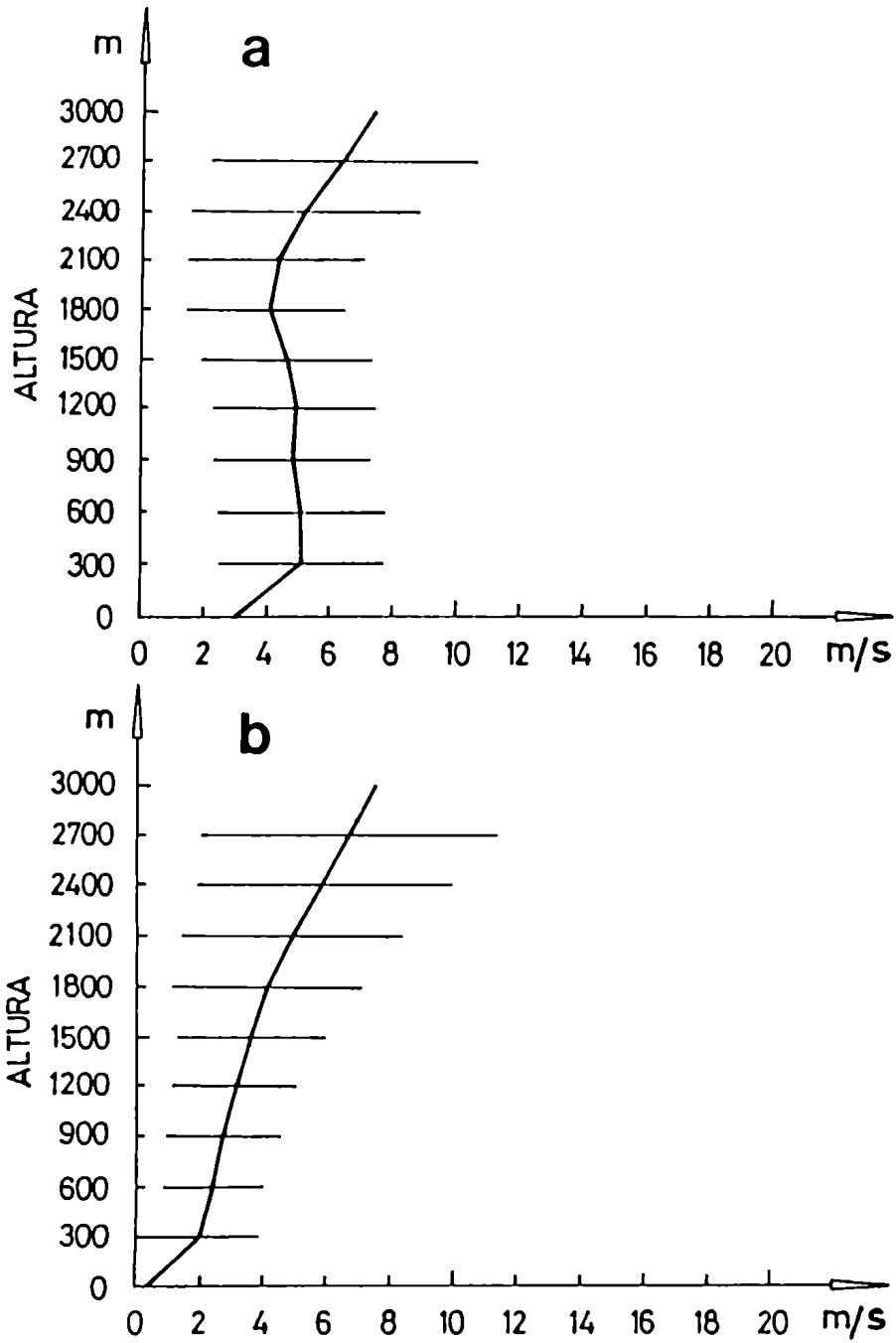
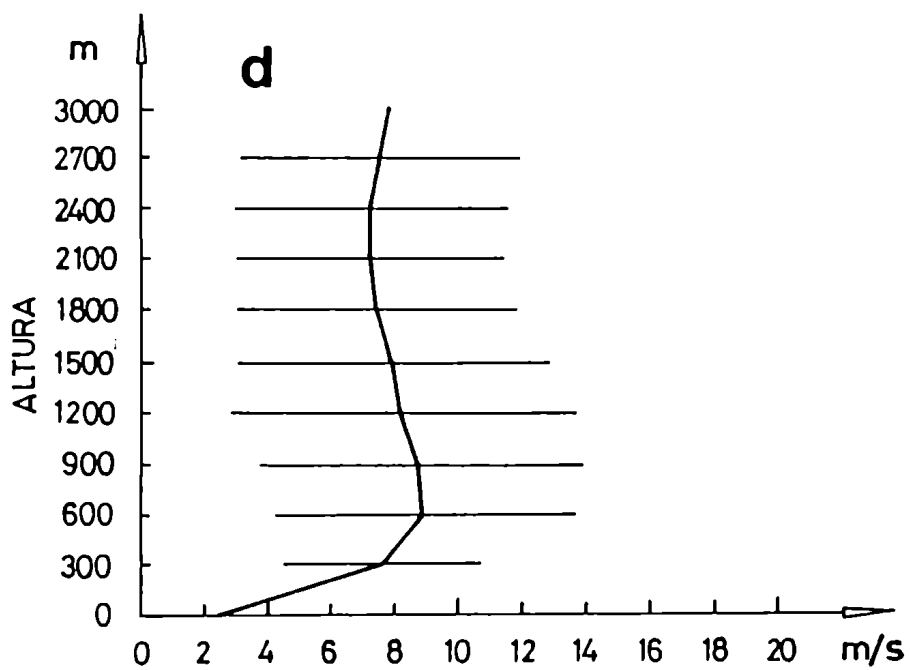
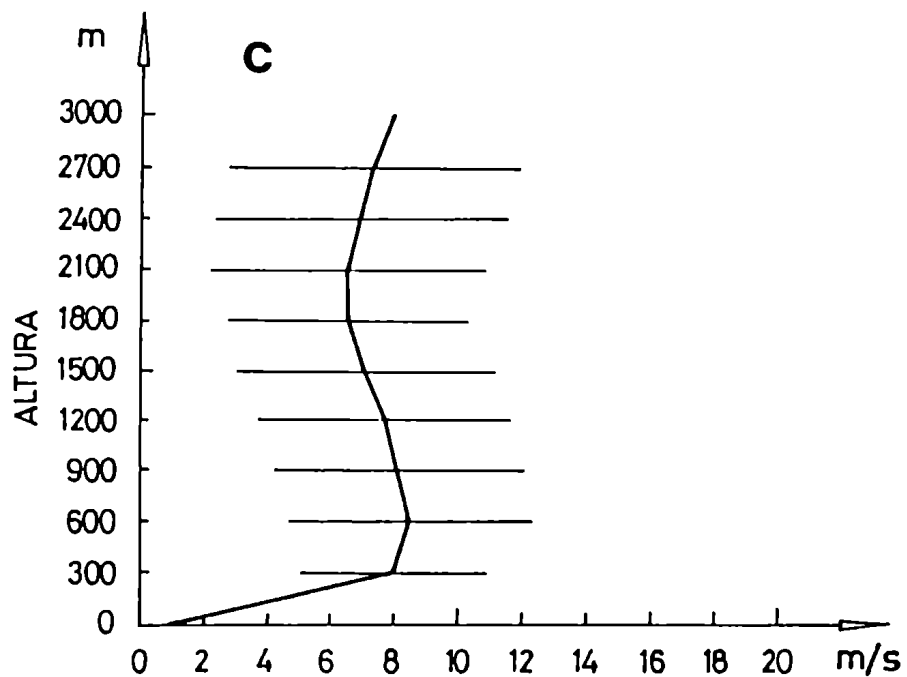


Figura 20. Idem. Figura 19, para el promedio de los meses de Septiembre, Octubre y Noviembre de 1973-74. En Salta a) a las OTUC, b) 12TUC.



Continuación Figura 20 en Resistencia: c) a las OTUC, d) 12TUC.

para el período completo, con la diferencia de que el máximo de viento es más pronunciado y el mínimo menos intenso que el correspondiente al período completo. También se hizo este análisis para un conjunto de tres meses cualquiera del año; en el resultado obtenido (no mostrado) casi no se nota el máximo de capas bajas. Con esto se confirma que la época del año cuando más claramente se manifiesta el máximo de velocidad del viento en capas bajas en esa zona es de Septiembre a Noviembre, es decir en primavera.

3.2 Promedio para casos de máximo de viento.

Para conocer un poco mejor el comportamiento del máximo de viento en capas bajas y tener una idea acerca de su intensidad y dirección predominante, se separaron las situaciones para las cuales se observa nítidamente este máximo de velocidad. De esta forma, removiendo del promedio aquellas observaciones en las que no se detecta el máximo, se puede hacer un tratamiento similar al anterior, sólo para aquellos casos en los que se observa un máximo de viento significativo en capas bajas en el perfil vertical.

Para seleccionar los casos de máximo de viento, se adoptó una definición que permita tener una idea cuantitativa de su intensidad, basado sólo en la velocidad del viento. Se define como un "máximo de viento en capas bajas" registrado en el sondeo tomado en un punto, cuando en el perfil vertical de la velocidad del viento, entre 300 y 1000 metros sobre la superficie, el viento alcanza un valor máximo mayor o igual a 10 m s^{-1} y luego disminuye hasta alcanzar un valor inferior al 50% de su valor máximo en los siguientes 1000 metros sobre el nivel de viento máximo. Los casos en los que se registran dos máximos de viento debajo

de 1000 metros de altura no se consideran. Estos valores límites de altura y velocidad del viento que se mencionan, se consideran representativos del valor máximo de viento así definido, de acuerdo a lo que se observa en la Fig. 20.

Aplicando esta definición, a partir de los datos de viento de globo piloto se seleccionó un conjunto de casos de máximo de viento durante el período 1973-74, a las 0TUC y a las 12TUC en Salta y en Resistencia. En la Tabla 2 se enumera el total de casos y también el número total de observaciones en esos dos años.

Tabla 2. Total de observaciones de viento del período 1973-74 y de casos de máximo de viento a las 0 y 12TUC.

	SALTA		RESISTENCIA	
	0 TUC	12 TUC	0 TUC	12 TUC
Nºde obs.	648	660	674	696
Nºde máx.	92	12	96	141

A las 0TUC se observa la presencia del máximo de viento con una frecuencia de aproximadamente un 15% en ambas estaciones. En cambio a las 12TUC se encontraron resultados diferentes: en Salta el máximo de viento se produce con una frecuencia menor que el 2%, en tanto que en Resistencia a esta hora el máximo de viento se produce con una frecuencia de aproximadamente un 20%. Se ha encontrado que al atardecer en Salta, es más frecuente que se produzca un máximo de viento en capas bajas. Pero en Resistencia, donde la circulación del aire en capas bajas se encuentra libre de perturbaciones producidas por accidentes topográficos, el máximo de viento se produce con mayor frecuencia al final del régimen nocturno. Esto está de acuerdo con la teoría, ya que en la noche cuando se estabi-

liza la atmósfera cerca de superficie, disminuye el flujo vertical turbulento, creándose convergencia de la cantidad de movimiento horizontal en capas bajas y se produce un máximo de viento nocturno. Se debe mencionar que a las 12TUC en Salta se encontraron sólo 12 casos de máximo de viento, por lo que los resultados que se obtengan en este caso son poco confiables.

3.2.1 Perfil vertical para casos de máximo de viento.

En este punto se ha calculado el perfil vertical del máximo de viento promedio cada 300 metros de altura y su correspondiente desviación estandar. En las Figuras 21a y 21b se muestra el resultado obtenido para los casos de máximo de viento en Salta, a las 0 y 12TUC, respectivamente. Se observa que el viento aumenta desde superficie hasta alcanzar un máximo a 600 metros de altura (o 300 m a las 12TUC), luego disminuye hasta alcanzar un mínimo, después nuevamente aumenta con la altura. A las 12TUC se observó calma en superficie.

En las Figuras 21c y 21d se muestra el perfil vertical de la velocidad del viento promedio y la desviación estandar para los casos de máximo de viento en Resistencia, a las 0 y 12TUC respectivamente. En ambas se observa el máximo de viento en capas bajas, siendo este más intenso al final del régimen nocturno y se produce a mayor altura que a las 0TUC. La velocidad del viento en este lugar es mayor que en Salta.

En todos los casos, la desviación estandar que se observa en cada una de las Figuras 21, conserva aproximadamente las características del viento, es decir, aumenta con la altura hasta alcanzar un máximo en el nivel cercano al del viento máximo, luego disminuye hasta el nivel

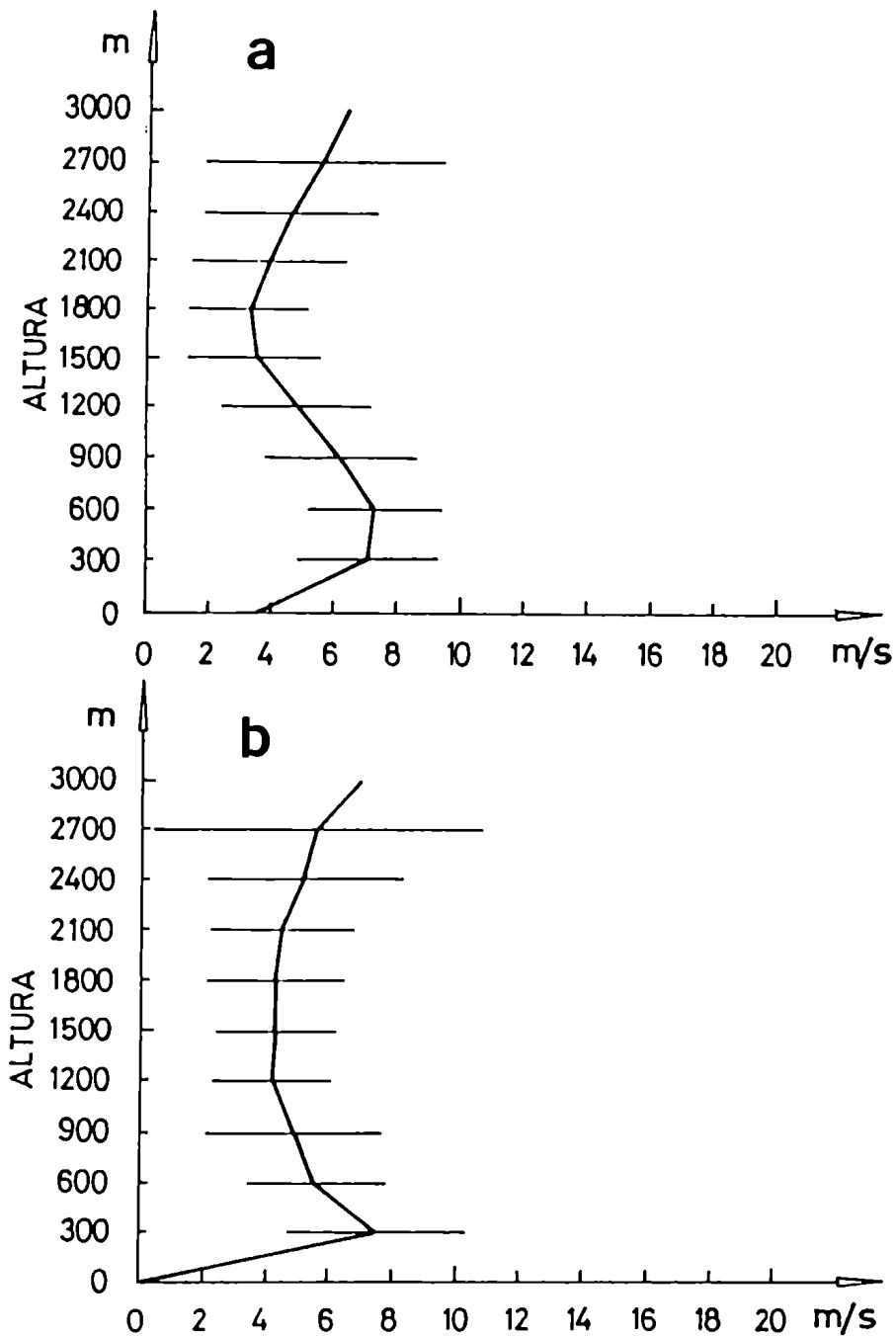
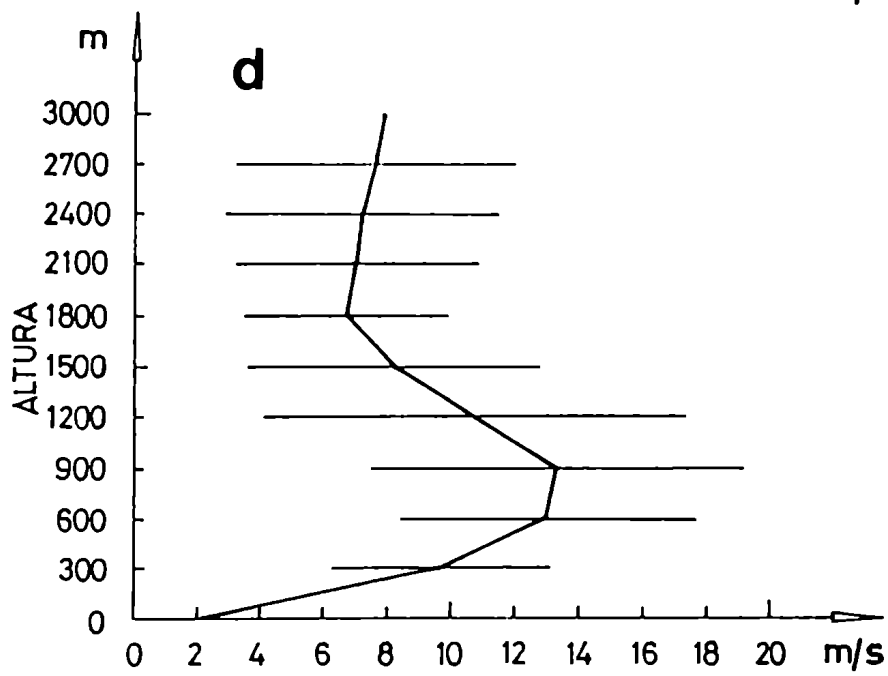
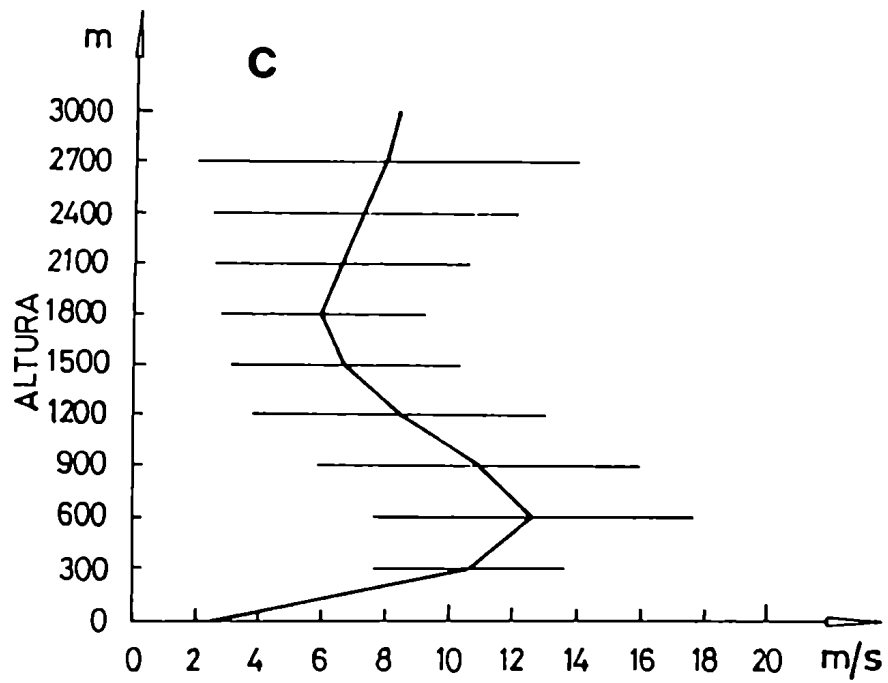


Figura 21. Perfil vertical de la velocidad del viento promedio y desviación estandar, en $m \cdot s^{-1}$, para los casos de máximo de viento detectados en los datos de Pilot del período 1973-73. En Salta a) a las OTUC, b) 12TUC.



Continuación Figura 21 en Resistencia: c) a las OTUC, d) 12TUC.

del mínimo de viento, después nuevamente aumenta. Pero se debe destacar que la desviación estandar es mucho mayor en Resistencia que en Salta. En este último lugar, la circulación del viento esta condicionada por la topografía allí existente (ver Anexo I), por lo tanto la variación interdiurna de la velocidad del viento no es tan grande.

3.2.2 Dirección.

Considerando una rosa de viento de 8 direcciones, se ha calculado la frecuencia porcentual de la dirección del viento por niveles, cada 300 metros de altura. Para obtener la frecuencia porcentual de la dirección del viento en cada nivel, se cuenta el número de casos de máximo de viento que tienen una determinada dirección y se divide por el número total de casos.

En la Figura 22 se dibujan las rosas de viento. En esta figura, cada barra de la rosa de viento representa un determinado valor de la frecuencia porcentual de dirección. Con fines comparativos, en el tope de la figura se indica el valor 100%, con la longitud de la barra que se dibuja. La Figura 22a (izquierda) muestra la frecuencia porcentual de la dirección del viento a las 0TUC en Salta. En superficie la mayor frecuencia de dirección es desde el N y del NE. Entre 300 y 900 metros es predominante la dirección desde el sector NE, con una frecuencia porcentual mayor que 50%. A partir de 1200 metros de altura comienza a aumentar la frecuencia porcentual de la dirección desde el N, llegando esta dirección a ser dominante entre 1800 y 3000 metros de altura. En general, a las 0TUC predomina la frecuencia de dirección del viento desde el sector NE o N en todos los niveles considerados. A las 12TUC (Figura 22a derecha), se observa calma en superficie. Entre 300 y 1200

metros, la dirección es bastante variable, con importante frecuencia porcentual desde distintos puntos cardinales. Entre 1500 y 3000 metros de altura es dominante la frecuencia de dirección desde el N y NO.

En Resistencia, la frecuencia porcentual de la dirección del viento para casos de máximo de viento se muestra en la Figura 22b. A las 0TUC (izquierda) la frecuencia de dirección del viento en superficie es más importante desde el S o desde el E. Entre 300 y 900 metros de altura la dirección predominante "rota" con la altura, distribuyéndose la mayor frecuencia porcentual entre los sectores SE, E y NE. Esta "rotación" continua con la altura, así que entre 1500 y 2100 metros es más importante la componente norte del viento y sobre 2100 metros comienza a ser importante la dirección desde el N, NO y O. La dirección del viento a las 12TUC en Resistencia, se muestra en la Figura 22b, derecha. En superficie la dirección es más importante desde el S, del E o del N. A 300 metros se hace notoria una alta frecuencia en la dirección desde el sector E, NE y N. Entre 600 y 1500 metros de altura predomina una alta frecuencia de dirección desde el N y sobre esta altura es más importante la frecuencia de dirección desde el N o NO.

Nuevamente se puede comparar la situación observada en Salta con la de Resistencia, ahora con los resultados obtenidos para la frecuencia porcentual de la dirección del viento de los casos de máximo. En Resistencia, la rotación que se observa en la dirección del viento con la altura, está de acuerdo con lo que se debe observar dentro de la capa límite de la atmósfera, donde debido a la disminución de la fuerza de fricción con la altura, se produce una rotación del viento hasta alinearse con el viento geostrófico. En Salta se ve que el encajonamiento que

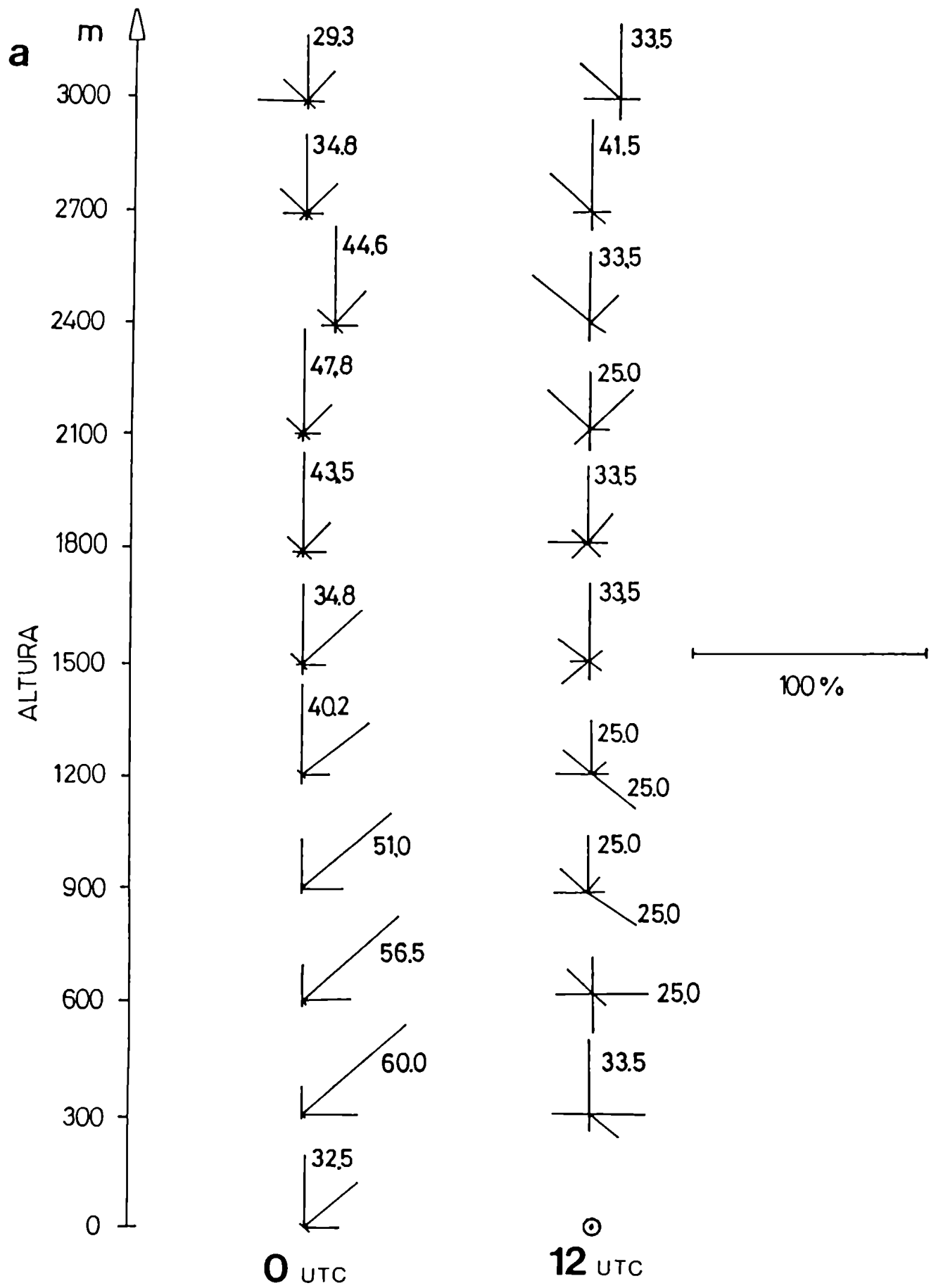


Figura 22 a). Frecuencia porcentual de la dirección del viento en Salta, considerando una rosa de 8 direcciones, cada 300 metros de altura sobre la estación. 0TUC a la izquierda, 12TUC a la derecha.

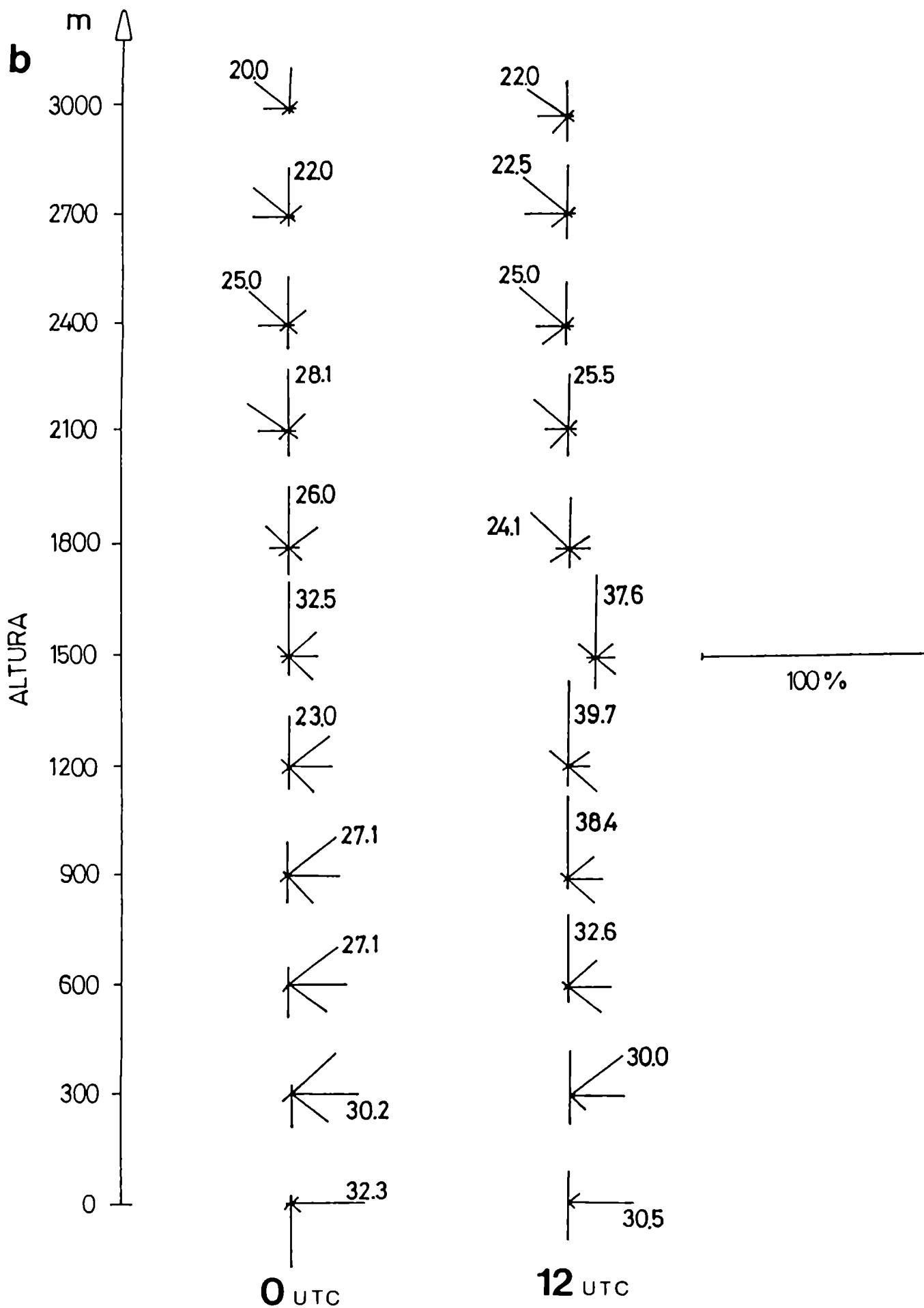


Figura 22 b) Idem. Figura 22 a) en Resistencia. 0TUC a la izquierda, 12TUC a la derecha.

sufre la circulación entre las sierras Subandinas y la cordillera Oriental es tan dominante, que esto no sucede (ver Anexo I con la descripción de la topografía de Salta). Durante el atardecer en Salta, el aire fluye moviéndose por el bajo valle del río San Francisco desde el noreste, posiblemente algo desviado por la fuerza de Coriolis, dirigiéndose hacia arriba por la ladera de la cordillera Oriental. Esta característica junto con la ya explicada variación diurna de la velocidad del viento y el comportamiento de su desviación estandar, ponen de manifiesto que en Salta impera el régimen de brisa valle-montaña en el día. Durante la noche se produce la situación opuesta; por el enfriamiento radiativo en la altiplanicie, el aire frío desciende por la pendiente de las montañas como una brisa débil o moderada, a menos que se aproxime una perturbación sinóptica, como un sistema de baja presión y acelere el aire frío produciendo vientos fuertes hacia los valles.

3.3 Niveles de viento máximo y de viento mínimo.

Para detectar a qué altura sobre la superficie se produce el máximo de viento para los casos enumerados en la Tabla 2, se estudió el perfil vertical de cada caso individualmente, se identificó el valor del máximo de velocidad del viento y la altura donde éste se produce. Luego se calculó la frecuencia porcentual (N° de casos) de ocurrencia del máximo de viento a una determinada altura, contando el número de casos de máximo de viento a esa altura y dividiendo por el número total de casos. Para tener una idea acerca de la magnitud del máximo de viento, se calculó también el promedio de la velocidad máxima (v_{max}) en cada nivel donde ésta se produce. Estos resultados se resumen en la Tabla 3.

Tabla 3. Altura del máximo de viento, frecuencia porcentual de casos y promedio de la velocidad máxima, en Salta y en Resistencia, a las 0 y 12TUC.

		SALTA			
		300	600	900	1200
0TUC	Altura (m)	300	600	900	1200
	Nºcasos(%)	42.4	27.2	23.9	6.5
	v max(m/s)	8.5	8.9	8.6	9.9
12TUC	Nºcasos(%)	58.3	16.7	16.7	8.3
	v max(m/s)	9.6	7.6	9.0	8.3
		RESISTENCIA			
		300	600	900	1200
0TUC	Altura (m)	300	600	900	1200
	Nºcasos(%)	27.1	42.7	21.9	7.3
	v max(m/s)	12.4	14.9	15.0	17.0
12TUC	Nºcasos(%)	14.2	38.3	33.3	14.2
	v max(m/s)	12.6	14.3	16.6	20.2

Por ejemplo, se ve de la Tabla 3 que a las 0TUC en Salta, para un 42.4% de los casos, el máximo de viento se produce a 300 metros de altura, con una velocidad máxima promedio de 8.5 m s^{-1} . De manera más general, de la Tabla 3 se puede ver que la velocidad máxima promedio, considerando la frecuencia porcentual de ocurrencia de muchos casos, se produce a una altura variable, pero en la mayoría de los casos se concentra entre los 300 y 600 metros de altura sobre la superficie, excepto a las 12TUC en Resistencia, donde la velocidad máxima se produce con mayor frecuencia entre 600 y 900 metros de altura. Por lo tanto, se puede decir que 900 metros sobre el suelo es la mayor altura promedio a la que se produce el máximo de viento en capas bajas. En cuanto al promedio de la velocidad máxima, en Salta es casi constante (alrededor de 9 m s^{-1}) en todos los

niveles, mientras que en Resistencia es mayor que 12 m s^{-1} y aumenta con la altura.

Un análisis análogo se hizo para detectar la altura a la que se produce el mínimo de viento, para estos mismos casos. Los resultados se resumen en la Tabla 4, donde se muestra la altura del viento mínimo, la frecuencia porcentual de ocurrencia del mínimo de velocidad del viento a esa altura (Nº de casos) y el promedio de la velocidad mínima del viento (v_{min}) que se observó en ese nivel.

Tabla 4. Altura del viento mínimo, frecuencia porcentual de casos y promedio de la velocidad mínima para los casos de máximo de viento, en Salta y Resistencia, a las 0 y 12TUC.

		SALTA							
Altura(m)		900	1200	1500	1800	2100	2400	2700	3000
0TUC	Nºcasos(%)	7.6	15.2	27.2	27.2	18.5	1.1	1.1	2.2
	v_{min} (m/s)	3.0	2.4	1.8	2.5	1.7	1.1	1.7	1.6
12TUC	Nºcasos(%)	25.0	16.7	16.7	16.7	8.3	0	0	8.3
	v_{min} (m/s)	1.6	2.5	4.4	2.0	1.0	--	--	1.9
		RESISTENCIA							
Altura (m)		900	1200	1500	1800	2100	2400	2700	3000
0TUC	Nºcasos(%)	3.1	13.5	22.9	30.2	14.6	6.3	5.2	3.1
	v_{min} (m/s)	6.4	4.1	5.1	4.6	4.2	3.7	4.3	2.6
12TUC	Nºcasos(%)	3.5	14.2	17.7	22.0	14.9	10.6	10.6	6.4
	v_{min} (m/s)	3.7	4.9	4.7	4.7	4.5	4.2	3.1	4.3

Observando la Tabla 4 vemos que la velocidad mínima promedio se produce dentro de un rango más amplio de alturas, con las mayores frecuencias porcentuales de ocurrencia concentradas entre los 1500 y 1800 metros de

altura, excepto en Salta a las 12TUC donde la mayor frecuencia porcentual de ocurrencia del mínimo de velocidad del viento se produce a 900 metros de altura.

3.4 Distribución mensual del máximo de viento.

Posteriormente se analizó la distribución mensual para todos los casos de máximo de viento elegidos en el período 1973-74, en Salta y Resistencia, observando la fecha en la que se produjo cada caso. Estos resultados se muestran en la Tabla 5, donde las letras identifican los meses.

Tabla 5. Distribución mensual de casos de máximo de viento en Salta y en Resistencia, a las 0 y 12TUC.

		SALTA											
		E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
0TUC		5	9	3	2*	3	6	10	11	13	14	12	4
12TUC		2	0	0	0	1	1	1	2	2	3	0	0

		RESISTENCIA											
		E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
0TUC		7	8	8	2	4	9	10	11	9*	12	12	4
12TUC		13	9	10	9	10	8	13	14	13	16	18	8

* Estos meses no se tenían los datos del año 1973.

De la Tabla 5 se puede ver que el máximo de viento se produce todos los meses del año, pero se detecta una mayor frecuencia de casos en el trimestre Septiembre, Octubre, Noviembre y una menor frecuencia en el trimestre Marzo, Abril, Mayo, es decir primavera versus otoño.

3.5 Resumen Capítulo 3.

De los resultados obtenidos para el perfil vertical del viento en un promedio de dos años, a las 0TUC se detecta la existencia de un débil máximo de viento alrededor de los 600 metros de altura en Salta y en Resistencia. A las 12TUC en Salta, el viento crece con la altura, pero en Resistencia el máximo de viento en capas bajas es más intenso y se produce a mayor altura (a 900 metros) que a las 0TUC. Es así que en Salta se observa una variación diurna de la magnitud del viento promedio en capas bajas, ya que la velocidad es mayor a las 0 que a las 12TUC; pero en Resistencia el máximo de viento está presente en ambas horas de observación.

Cuando se aíslan los casos de máximo de viento, se encuentra que sobre un 90% de estos casos (ver Tabla 3), la velocidad promedio del máximo de viento se produce debajo de 900 metros sobre el suelo. De acuerdo a este resultado y con lo observado en el perfil vertical del viento para casos de máximo (Figura 21), se puede considerar que la altura promedio donde se produce el máximo de viento se encuentra alrededor de 600 metros sobre el terreno. El mínimo de velocidad en el perfil vertical (Tabla 4), se produce a una altura variable sobre 1200 metros de altura.

La dirección para casos de máximo de viento, a la altura promedio donde es más probable su ocurrencia, muestra una alta frecuencia porcentual de dirección desde el sector N o NE. En Resistencia se nota una rotación del viento con la altura en la capa de fricción, que no se percibe en Salta.

La distribución mensual de casos de máximo de viento, indica que existe una mayor frecuencia de ocurrencia de estos casos durante los meses de Septiembre, Octubre y Noviembre.

En el análisis del régimen de vientos en capas bajas de Salta, se encontró que la velocidad del viento promedio a las 0TUC es mayor que a las 12TUC, con una desviación estandar pequeña y aproximadamente constante con la altura. Además, durante el atardecer la dirección predominante es desde el NE, en cambio en la madrugada ésta es más variable. Estas son características típicas de un régimen de brisa valle-montaña en Salta, situación que está de acuerdo con el ambiente topográfico en el que se encuentra inmerso esta estación. Por lo tanto, las observaciones de Salta no son las más adecuadas para estudiar corrientes en chorro "libres" en capas bajas. En Resistencia, situada sobre una total planicie, esto no se produce y el régimen de viento es representativo del sistema principal de vientos.

CAPITULO 4. LA CORRIENTE EN CHORRO DE CAPAS BAJAS. SU EFECTO SOBRE EL TRANSPORTE MERIDIONAL DE VAPOR DE AGUA.

Este capítulo se centra en el estudio de 10 casos particulares de corriente en chorro de capas bajas y el transporte de vapor de agua asociado, en la zona norte de Argentina. Debido a que la distribución espacial de información disponible no es apropiada para estudiar este fenómeno, se utiliza el modelo numérico de mesoescala de la Universidad de Utah (Paegle y McLawhorn, 1983), para simular el comportamiento del viento de cada una de las situaciones elegidas y para reproducir el perfil vertical de la velocidad del viento.

En un corte zonal-vertical obtenido de la simulación numérica, se compara la magnitud del viento y del transporte de los casos elegidos con el valor promedio de Octubre, mes central de la primavera, época en la que se encontró una mayor frecuencia de ocurrencia del máximo de viento en capas bajas. También se hace una comparación con lo que ocurre cuando esta no se produce, estudiando 10 casos opuestos, es decir aquellos en los que no se detecta un máximo de viento en capas bajas, que se definen como no corriente en chorro. Por otro lado, con los resultados de la componente meridional del viento obtenida con el modelo, se calcula el perfil vertical del transporte meridional de vapor de agua por la corriente en chorro y se lo compara con el transporte calculado con las observaciones.

4.1 Consideraciones acerca del origen de la corriente en chorro en capas bajas.

El máximo de viento nocturno en capas bajas se produce por el flujo vertical turbulento de la cantidad de movimiento horizontal en la capa límite (Haltiner y Martin, 1957). Durante el día la atmósfera alcanza un estado de régimen en el que el flujo vertical turbulento se mantiene aproximadamente constante con la altura. En la noche, cuando por el enfriamiento radiativo las capas adyacentes a superficie se estabilizan, los movimientos de agitación disminuyen, lo que produce en esas capas una disminución del flujo vertical turbulento. Pero a mayor altura la perturbación turbulenta continua, creándose un gradiente vertical de flujo turbulento y convergencia de la cantidad de movimiento horizontal, por lo que ciertas capas cerca de superficie son aceleradas produciéndose el máximo de viento nocturno.

La corriente en chorro en capas bajas es un máximo de viento que se produce sobre un área horizontal y que se puede visualizar en un campo de isotacas. La corriente en chorro sobre la zona central de Sudamérica, se observa al este de Salta y a veces tan lejos como en Porto Alegre; en ocasiones se extiende hacia el sur hasta Santa Rosa o Bahía Blanca. Se produce en la parte delantera de una perturbación sinóptica ciclónica y en su formación intervienen diferentes factores, a saber:

a) La situación sinóptica. Delante de una perturbación sinóptica ciclónica en latitudes medias, el viento está naturalmente dirigido hacia el sur y se genera convergencia horizontal en capas bajas. Los flujos transversales del oeste y del este concentran en una región la cantidad de movimiento meridional, ayudando a la formación de la corriente en chorro de capas bajas.

b) El máximo de viento nocturno. En la noche, el viento ya existente delante de la perturbación sinóptica ciclónica interactúa con el máximo de viento nocturno que se produce por el flujo vertical turbulento de la cantidad de movimiento, favoreciendo la creación o intensificación de la corriente en chorro. Es posible entonces, observar una variación diurna de la intensidad del fenómeno.

c) La cordillera de los Andes. La topografía de la región es un factor adicional que ayuda a la formación de la corriente en chorro en capas bajas. Cuando se aproxima una vaguada en latitudes medias desde el Pacífico hacia los Andes, los vientos del oeste a la altura de la cresta de la cordillera aumentan su intensidad, aumentando la subsidencia forzada por la pendiente oriental de los Andes. Esto produce un descenso adicional de la presión en el área de la Depresión del Noroeste Argentino, que incrementa el gradiente de presión, generándose por lo tanto un aumento del viento geostrófico en capas bajas, con componente del norte. Además a la latitud de Santa Cruz de la Sierra (Bolivia), la cordillera de los Andes sufre un cambio de orientación de aproximadamente 70° , que produce un efecto de tobera. Así es posible observar en horas de la tarde vientos fuertes, de hasta 20 ms^{-1} en Santa Cruz de la Sierra y en estaciones aledañas del llano boliviano en estos casos, especialmente en primavera y principios del verano (Lichtenstein, 1980).

4.2 Relación entre el máximo de viento vespertino en Salta y la corriente en chorro de capas bajas.

A diferencia de Resistencia, Salta no es un lugar apropiado para estudiar la corriente en chorro, por su

ubicación particular. No obstante, es posible explicar una relación entre el máximo de viento vespertino sobre Salta y la corriente en chorro de capas bajas.

Salta se encuentra ubicada en las estribaciones orientales del Altiplano Boliviano, a una altura de 1220 metros sobre el nivel medio del mar. En la Figura A1 se aprecia la configuración topográfica que la rodea y en la Figura 26 se muestra un perfil zonal a la latitud de Salta. Se ve que se halla situada sobre el valle de Lerma orientado NNE-SSO, entre la cordillera Oriental y las sierras Subandinas. En esta situación cabe esperar, como fué explicado en la Sección 3.2, una pronunciada marcha diurna del viento sometida a las circulaciones termo-orográficas. Durante las horas de la tarde debe esperarse una intensa brisa valle-montaña, mientras que durante la madrugada una brisa montaña-valle, más débil.

En la Figura 22a se muestra las observaciones de la dirección efectuadas a las 0TUC, o sea 19 hora local de Salta, con una preponderante dirección del NE, que ostenta un máximo de viento a una altura de 600 metros sobre la estación (Figura 21a). La brisa diurna al este del Altiplano es un movimiento generalizado, tal que puede existir cierta influencia de la aceleración de Coriolis; además muy probablemente el viento se halla canalizado a lo largo del valle de Lerma. En cambio en horas de la madrugada, es decir las observaciones tomadas a las 12TUC, o sea 07 hora local, se ve muy poco viento y ninguna dirección predominante (Figuras 21b y 22a). Posiblemente las brisas provenientes de las estribaciones del Altiplano y de las sierras Subandinas se juntan en el valle de Lerma.

El régimen de viento en Salta también se encuen-

tra supeditado a las cambiantes situaciones sinópticas, como lo demuestra la desviación estandar (Figuras 19 a,b), aunque en menor medida que en Resistencia.

Puede notarse que en general se observa en la tropósfera inferior una preponderancia de la componente norte del viento, evidentemente relacionada con un centro de baja presión, ubicado en promedio alrededor de 30°S y 67°O, al sur de Salta, conocido como la Depresión del Noroeste Argentino, DNOA.

La intensificación de la DNOA se halla asociada a un proceso de subsidencia en toda la región (Lichtenstein, 1980), por lo tanto el efecto de la radiación solar es intenso y el régimen de brisas correspondientemente. Además la profundización de la DNOA provoca un aumento de viento norte en Salta (viento isalobárico); por otro lado, una DNOA intensa se halla relacionada con fuertes vientos del norte también en la zona centro norte de la Argentina, frecuentemente asociado a corrientes en chorro en capas bajas. En cambio el llenado de la DNOA se encuentra asociado a movimientos de ascenso sobre la región, provocando nubosidad y bajo condiciones apropiadas precipitaciones. En estas circunstancias, el régimen normal de brisas es fuertemente alterado y en otros casos anulado (por ejemplo por descendentes provocadas por la precipitación). Por otro lado el viento norte es disminuido o inclusive reemplazado por una componente del sur.

Puede inferirse entonces que un buen máximo de viento del noreste en horas vespertinas en Salta, tiene una asociación fuertemente positiva con la corriente en chorro en capas bajas, en el centro norte de Argentina.

En el caso de Resistencia no es necesario hacer una justificación similar, ya que el régimen de viento es representativo de la circulación en escala sinóptica. Por esta razón, probablemente un máximo de viento sobre Resistencia responde a la presencia de la corriente en chorro.

4.3 Clasificación de casos particulares.

Las observaciones de viento de las dos estaciones seleccionadas no son suficientes como para graficar el campo de isotacas que permita detectar la presencia de la corriente en chorro en capas bajas. Por lo tanto su estudio se hará apoyado en la explicación de la sección anterior, en base a la cual se la puede asociar con el máximo de viento observado en el perfil vertical realizado en un punto. Si bién, su presencia se revela claramente por la distribución horizontal conjunta en 850 Hpa del viento, temperatura, temperatura potencial equivalente, punto de rocío, humedad, etc., esto no se considera para seleccionar los casos.

Se clasifican como corriente en chorro en capas bajas aquellos casos que presentan un máximo de viento mayor que 10 m s^{-1} debajo de un kilómetro sobre el suelo, que sufren una disminución del viento de al menos un 50% sobre el nivel del máximo y que tienen la dirección desde el sector comprendido aproximadamente entre el NO y el NE, alrededor del máximo de viento. Con este criterio, se seleccionaron 10 días de las observaciones de viento de globo pilot de las OTUC del periodo 1973-74, que cumplían con esas condiciones y que fueron definidos como casos de corrientes en chorro en capas bajas.

Como el máximo de viento no necesariamente se produce en forma simultánea en Salta y en Resistencia, se eligieron separadamente 10 casos en cada estación. Sin embargo, los casos se eligieron de tal forma que 5 de ellos se producen simultáneamente en ambos lugares. Aunque el estudio se llevó a cabo para todos los casos, se muestran sólo los resultados obtenidos para los casos de corriente en chorro sobre Resistencia (Secciones 4.5 y 4.6), ya que se considera que la presencia del máximo de viento sobre Salta puede estar afectado por la topografía local que se manifiesta en una escala espacial que resulta irresoluble para el modelo. A título informativo, en la Tabla 6 se indica la fecha de los casos clasificados como corriente en chorro sobre Resistencia, la velocidad máxima de cada caso, la altura sobre el suelo donde se produce, la dirección a esa altura, la velocidad mínima y su altura. Con un * se identifican los casos simultáneos.

Tabla 6. Valores máximos y mínimos de la velocidad (ms^{-1}), altura (m) donde estas se producen y dirección (grados) a la altura del máximo, en el sondeo de Resistencia.

Fecha	vmax	alt	dir	vmin	alt
21 may 1973	16	700	325	2.0	2100
12 nov 1973	16	385	355	3.5	1540
30 nov 1973*	10	395	040	3.0	2500
21 ene 1974	20	740	350	3.0	3000
9 feb 1974*	11	700	065	1.0	1750
3 jul 1974*	26	780	340	6.0	1950
9 jul 1974	20	780	005	6.0	1950
17 ago 1974*	11	370	040	3.5	1110
21 sep 1974	19	500	030	2.0	1750
28 nov 1974*	14	680	335	1.0	2040

También se seleccionaron 10 situaciones opuestas, es decir aquellos casos para los cuales se observa en el perfil vertical del viento constancia o aumento del viento con la altura, sin hacer consideraciones acerca de la dirección del viento. Estos casos fueron definidos como no corriente en chorro.

4.4 Simulación numérica de la corriente en chorro.

Debido a que la distribución horizontal y vertical de observaciones utilizadas no es la más apropiada para estudiar un fenómeno de mesoescala como la corriente en chorro, se utiliza un modelo numérico de pronóstico. Para realizar la simulación numérica, se usa una versión del modelo numérico de mesoescala, anelástico e hidrostático, de la Universidad de Utah (Paegle y McLawhorn, 1983). Este modelo permite incluir la topografía y para ello usa coordenadas que siguen el terreno. El uso de un modelo numérico suple el déficit de información, ya que brinda resultados con una alta resolución horizontal y vertical en una región donde las estaciones aerológicas que operan regularmente tienen una separación del orden de unos 500 kilómetros. En el Anexo II se describen las características más importantes de este modelo, los valores de los parámetros asignados, se explica como se representa el ciclo de calentamiento diurno y enfriamiento nocturno y el diseño de los experimentos numéricos efectuados.

El dominio de integración horizontal considerado consta de 20x25 puntos según latitud y longitud, respectivamente con un espaciamiento de un grado entre puntos. Abarca el área de interés sobre Sudamérica comprendida entre 15° a 34°S y de 75°O a 51°O, región que se muestra en la Figura 23.

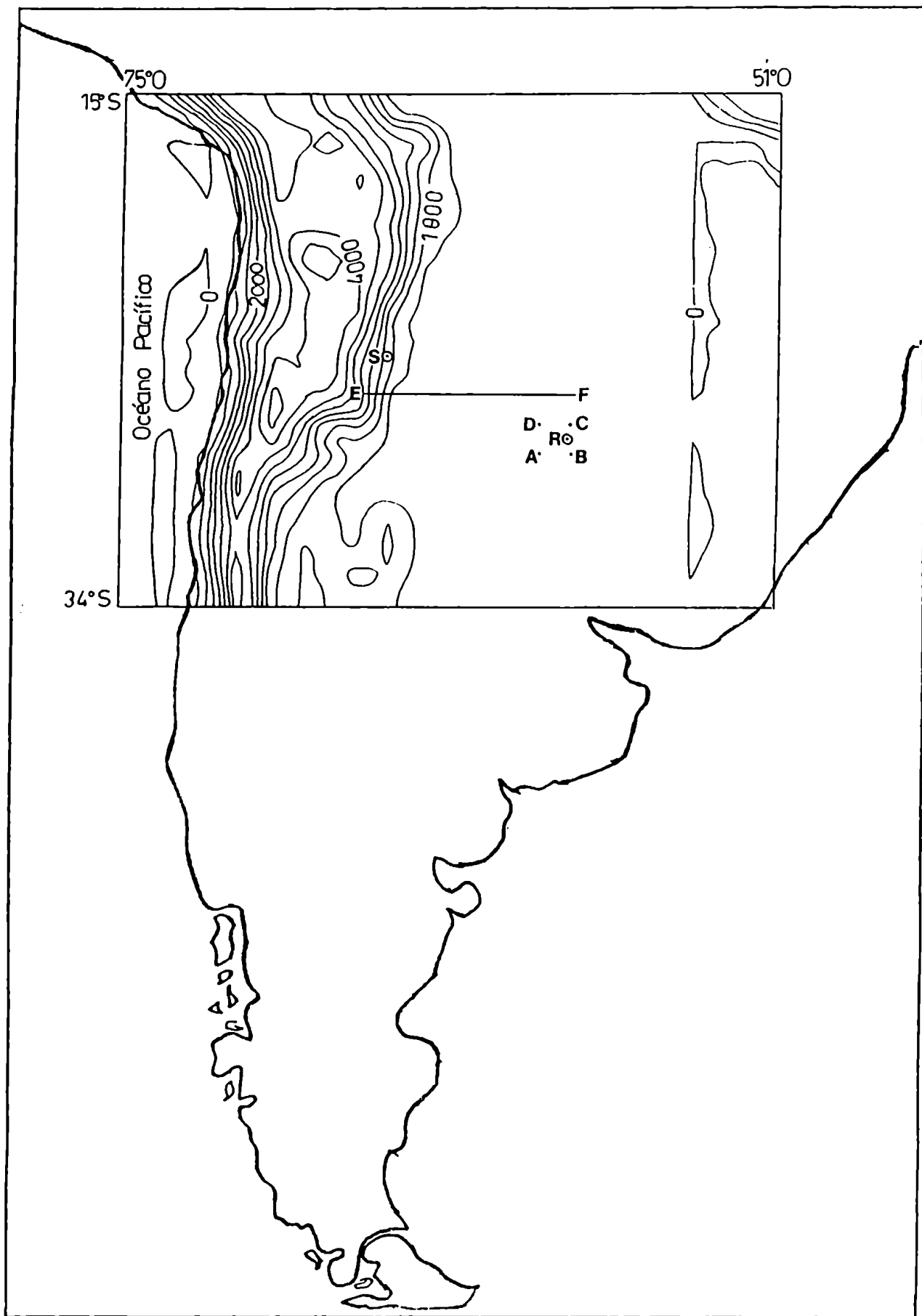


Figura 23. Dominio de integración horizontal del modelo numérico. Los contornos corresponden a la topografía, cada 500 metros. Las letras S y R indican la posición de Salta y Resistencia, respectivamente. Las letras A hasta D identifican los puntos donde se calcula el perfil vertical del viento. Sobre la recta E-F se calcula el transporte meridional de vapor de agua.

Las isolíneas en esa figura representan la topografía del terreno considerada con una resolución horizontal de un grado y graficada cada 500 metros. Las letras S y R indican la ubicación de las estaciones Salta y Resistencia, respectivamente. Las letras A hasta D identifican los puntos donde se calcula el perfil vertical del viento. Sobre la recta E - F se calcula el transporte meridional de vapor de agua.

La estructura vertical del modelo numérico, consta de 14 puntos por debajo de la interface suelo - aire, un nivel en la interface y 19 puntos en la atmósfera. El retículo vertical en la atmósfera varía logarítmicamente con la altura en los primeros 9 puntos y sobre estos, a partir de 120 metros sobre la superficie, el intervalo es constante y aproximadamente igual a 205 metros. El límite superior en la atmósfera se ubica a 2200 metros de altura sobre la superficie local del terreno.

El modelo se inicializa con valores de altura geopotencial de la superficie isobárica de 850 Hpa, obtenidos de la carta sinóptica correspondiente al día de ocurrencia de la corriente en chorro en capas bajas e interpolados manualmente a los puntos del retículo. Las cartas sinópticas usadas son las que se confeccionan en el centro de análisis del Servicio Meteorológico Nacional. A los efectos de inicializar el campo de movimiento en cada punto del retículo, se supone que el viento es geostrófico. Se integra durante 15 horas a partir de las 9TUC (06 HOA), con una condición de borde superior constante para obtener un diagnóstico a las 0TUC (21 HOA). Durante esas 15 horas el modelo se ajusta a la topografía y al ciclo de calentamiento diurno.

Para cada una de las situaciones clasificadas como corriente en chorro en capas bajas, se hace una

simulación numérica que entrega como resultado el campo de viento horizontal (en los niveles del modelo) y el perfil vertical de la velocidad del viento en los puntos del retículo. Posteriormente, los resultados del modelo son usados para calcular el transporte meridional de vapor de agua que cruza una sección transversal vertical en 26° sur, aproximadamente entre Salta y Resistencia, desde superficie hasta 2200 metros de altura. Este mismo análisis se hace para los casos definidos como no corriente en chorro, con el objeto de comparar el comportamiento del viento y del transporte entre ambos regímenes.

4.4.1 Resultados de la simulación numérica.

En la Figura 24a se muestra como ejemplo, el resultado de una de las 10 simulaciones numéricas correspondientes a los casos de corriente en chorro. En esta figura se observa el campo de viento a 325 metros de altura sobre la superficie, en la región de integración, obtenido de la simulación numérica para el día 21 de Enero de 1974. En el centro del dominio y al norte de Resistencia (marcada con R en la figura), se observa una zona de viento norte, cuya intensidad máxima es superior a los 20 m s^{-1} . Esto es lo que se identifica como la corriente en chorro de capas bajas, que se extiende hasta cerca de 30°S. Un ejemplo de simulación numérica para un caso de no corriente en chorro correspondiente al día 16 de Septiembre de 1974 se muestra en la Figura 24b, donde se observa el campo de viento a 325 metros de altura. En el área entre Salta y Resistencia se observa que la intensidad de la circulación es débil, no mostrando características de corriente en chorro.

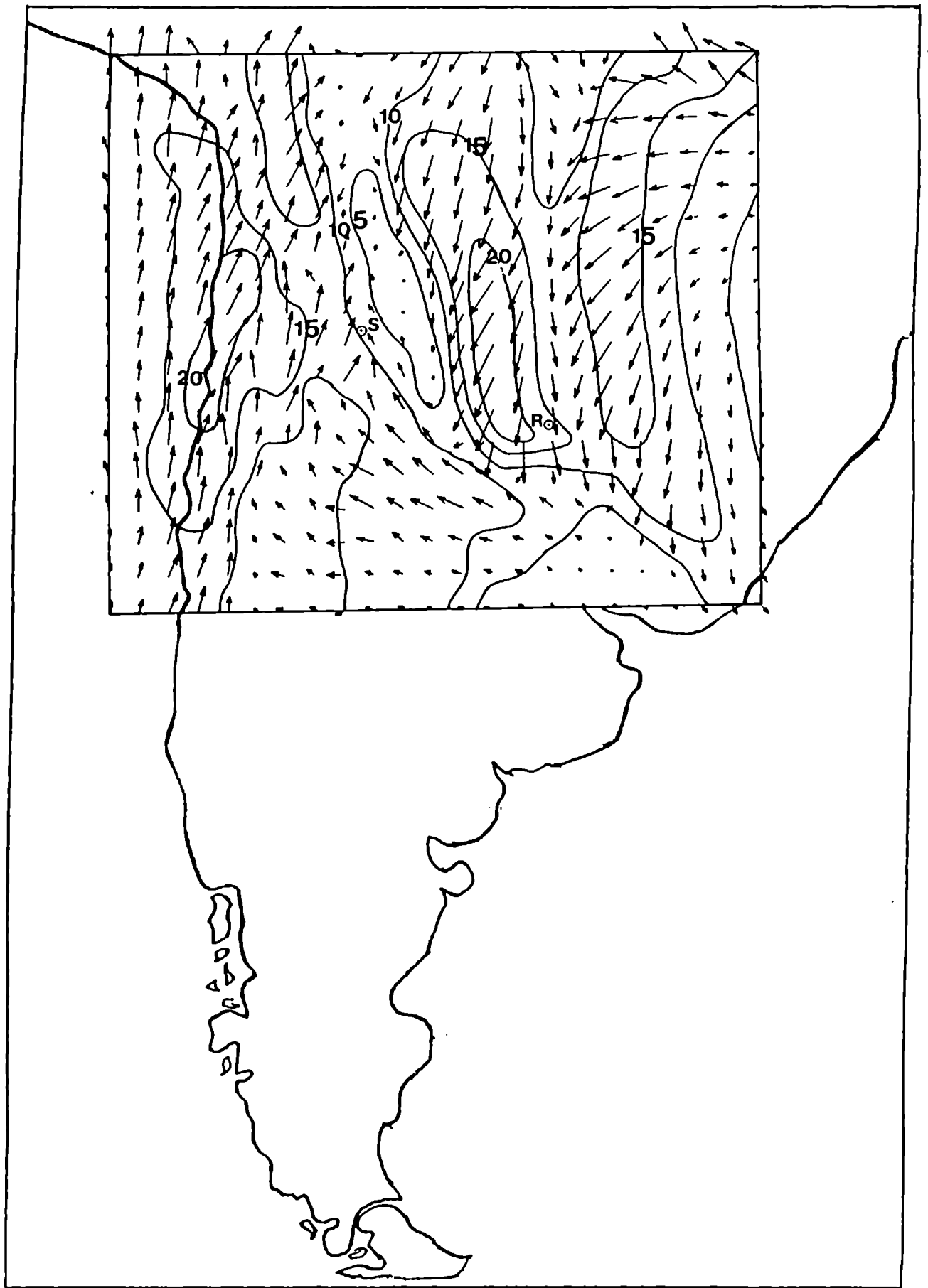


Figura 24a). Campo de viento a 325 metros de altura sobre el suelo obtenido de la simulación numérica de la corriente en chorro del día 21 de Enero de 1974. Un intervalo de retículo representa aproximadamente 15 ms^{-1} .

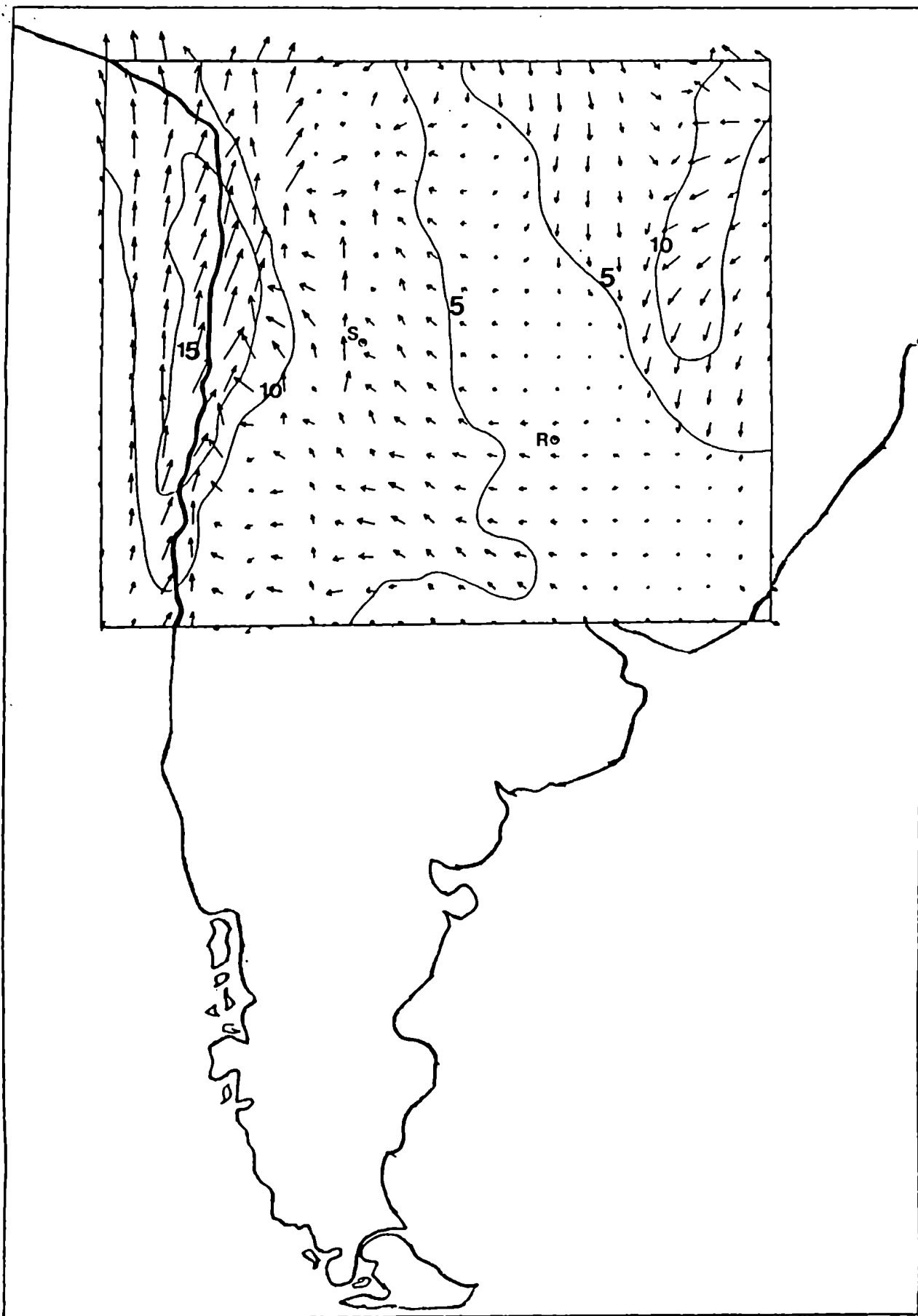


Figura 24b). Idem. Figura 24a) para el caso de no corriente en chorro del 16 de Septiembre de 1974.

Con el modelo se obtuvo también el perfil vertical de la velocidad del viento y se comparan estos resultados con el perfil de viento observado. Puesto que las estaciones no están ubicadas justo sobre un punto del retículo, se calculó el perfil vertical de la velocidad en los puntos de retículo A, B, C y D alrededor de cada estación y se determinó su promedio. La posición de estos puntos y de las estaciones identificadas con S y R se muestra en la Figura 23. En la Figura 25a, correspondiente a la corriente en chorro del 21 de Enero de 1974, se muestra el perfil vertical de la velocidad del viento calculada con el modelo, promedio de los puntos A hasta D alrededor de Resistencia (línea llena) y el perfil observado (línea de segmentos). Las predicciones del modelo muestran un máximo de velocidad cerca de 900 m de altura de mayor magnitud y más alto que el correspondiente al observado. La Figura 25b muestra el perfil vertical del viento obtenido con el modelo sobre Resistencia, para el caso de no corriente en chorro del 16 de Septiembre de 1974. Se observa que el viento pronosticado aumenta con la altura al igual que el viento observado.

4.5 Componente meridional del viento.

El cálculo de la componente meridional del viento se realiza en un corte vertical en 26° sur, entre 66 y 59 grados oeste, que corresponde a la recta E - F en la Figura 23 (aproximadamente entre Salta y Resistencia), desde superficie hasta una altura de 2200 metros sobre el suelo. Se eligió esa latitud, porque la recta E - F está sobre el valor latitudinal del retículo más cercano a los lugares donde se tienen las observaciones. En la Figura 26 se muestra el perfil topográfico a la latitud de 24.75° sur. Para comparar, con la línea de puntos se ha dibujado la topografía que considera el modelo sobre la recta E - F.

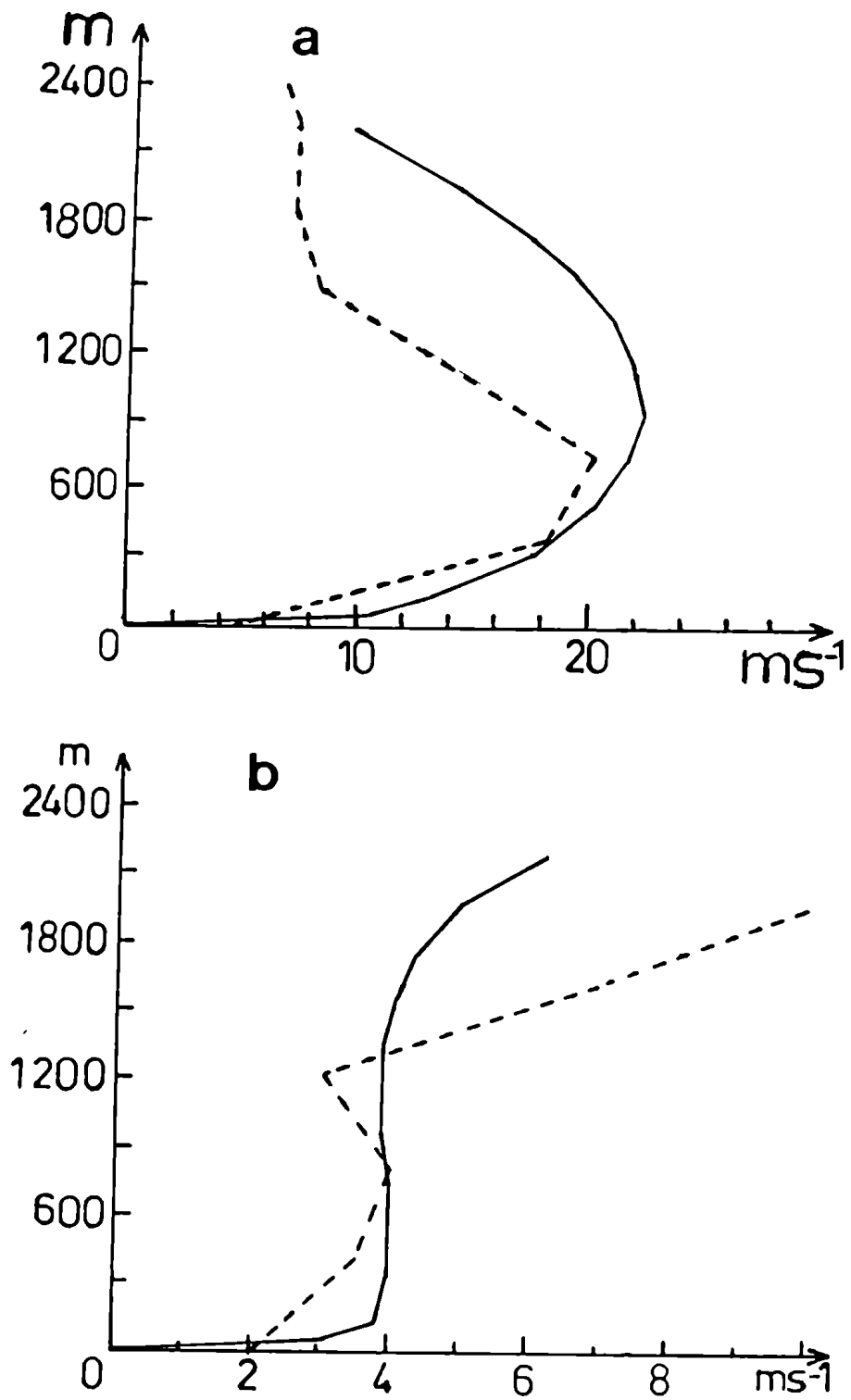


Figura 25. Perfil vertical del viento, en ms^{-1} , obtenido con el modelo (línea llena) y para las observaciones sobre Resistencia (línea punteada). a) Para el caso de corriente en chorro del 21 de Enero de 1974. b) Caso de no corriente en chorro del 16 de Septiembre de 1974.

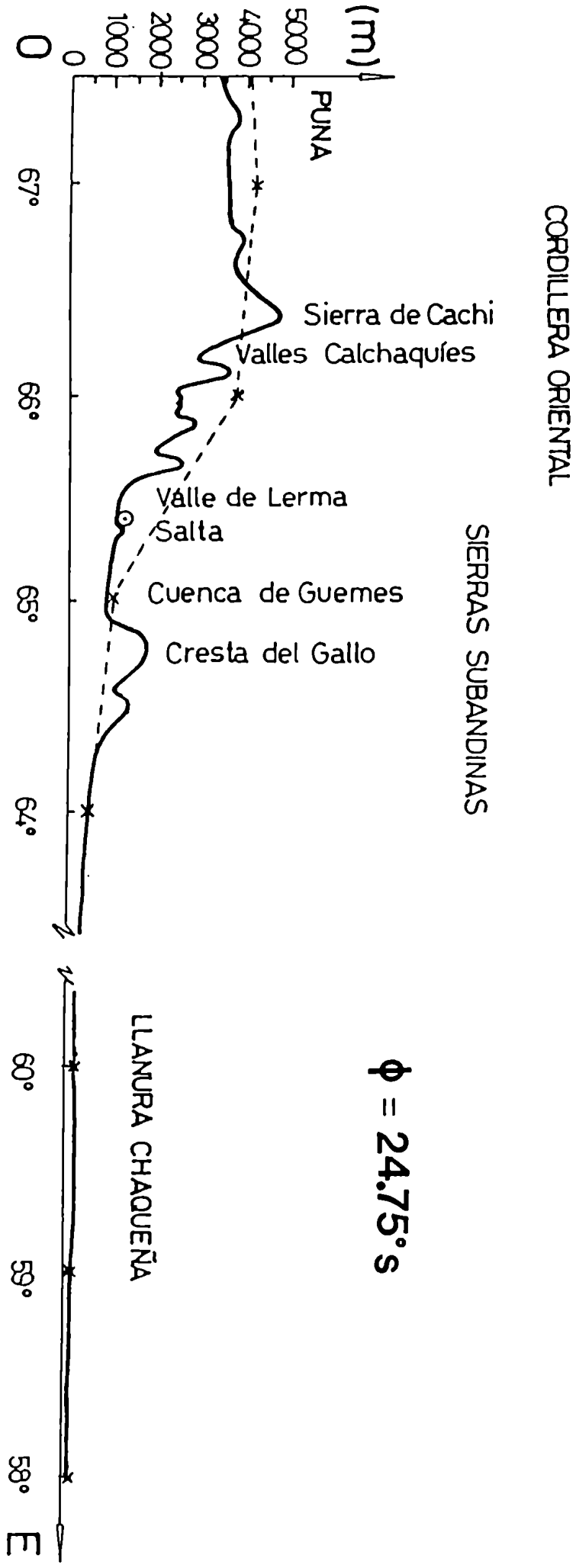


Figura 26. Perfil topográfico a la latitud de 24.75°S. La línea de puntos representa la topografía usada en el modelo sobre la recta E-F, en 26°S.

El corte vertical de la componente meridional del viento obtenida con el modelo, promedio de los 10 casos de corriente en chorro sobre Resistencia, se muestra en la Figura 27a. El intervalo entre líneas es 1 m s^{-1} . Las letras S y R indican la posición de las estaciones. Gran parte de la región es dominada por viento norte (valores negativos). Los mayores valores se aprecian alrededor de los 400 metros de altura sobre la superficie, concentrados entre los 100 y 200 kilómetros al oeste de Resistencia. Se observa también un máximo secundario a 300 metros de altura sobre la superficie, unos 60 kilómetros al este de Salta. En este lugar, a mayor altura, el viento invierte su dirección, adquiriendo componente sur.

La componente meridional del viento obtenida con el modelo, promedio de los 10 casos de no corriente en chorro, se muestra en la Figura 27b. Se observa un máximo de viento norte a unos 300 metros de altura sobre el terreno a la longitud de 65° oeste. Al este de 64° , la componente meridional es desde el sur (valores positivos). En consecuencia, sobre Salta persiste el flujo meridional desde el norte con una magnitud similar al de los casos de corriente en chorro; no así sobre Resistencia donde el viento meridional es ahora desde el sur.

Para comparar estos resultados con un valor climático, en la Figura 28 se muestra la componente meridional del viento a la latitud de 26° sur, resultante de una simulación numérica en la que se utilizó un mapa de presión promedio en superficie calculado en base a 15 años de datos del mes de Octubre (según información facilitada por el Dr. J. A. Hoffmann, comunicación personal) para la determinación del viento geostrofico promedio en el tope del modelo. Se ha usado el mes de Octubre ya que es ésta la época de mayor

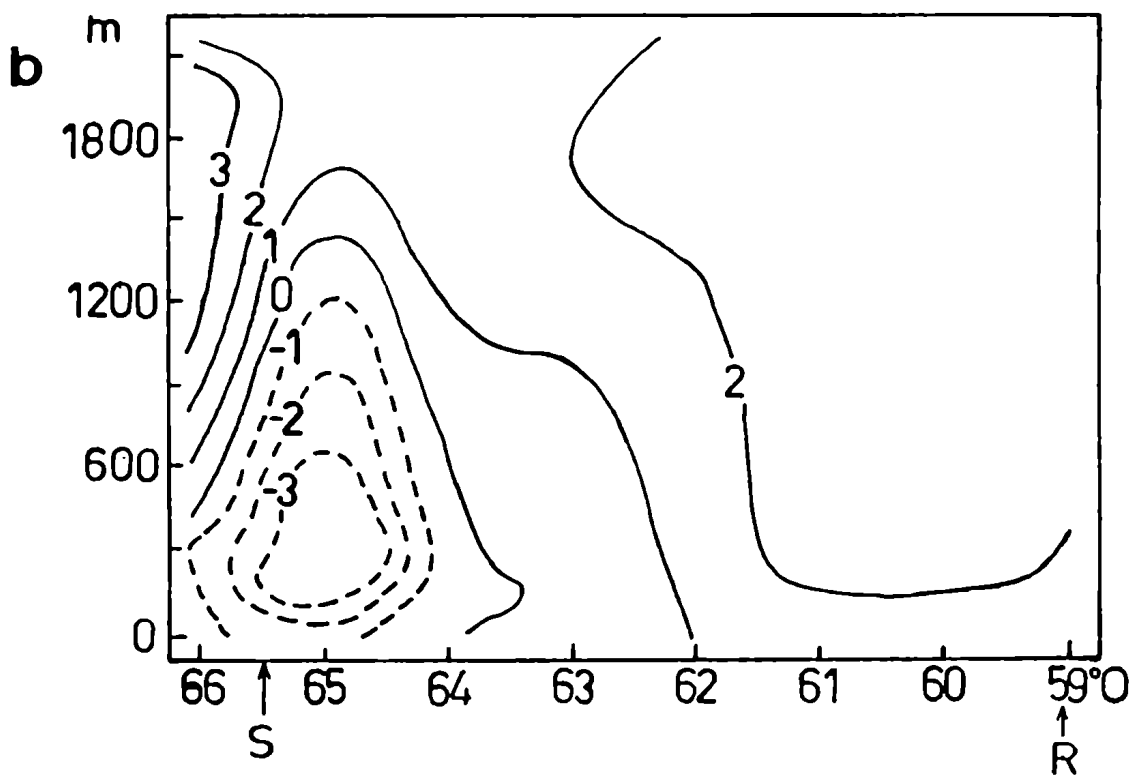
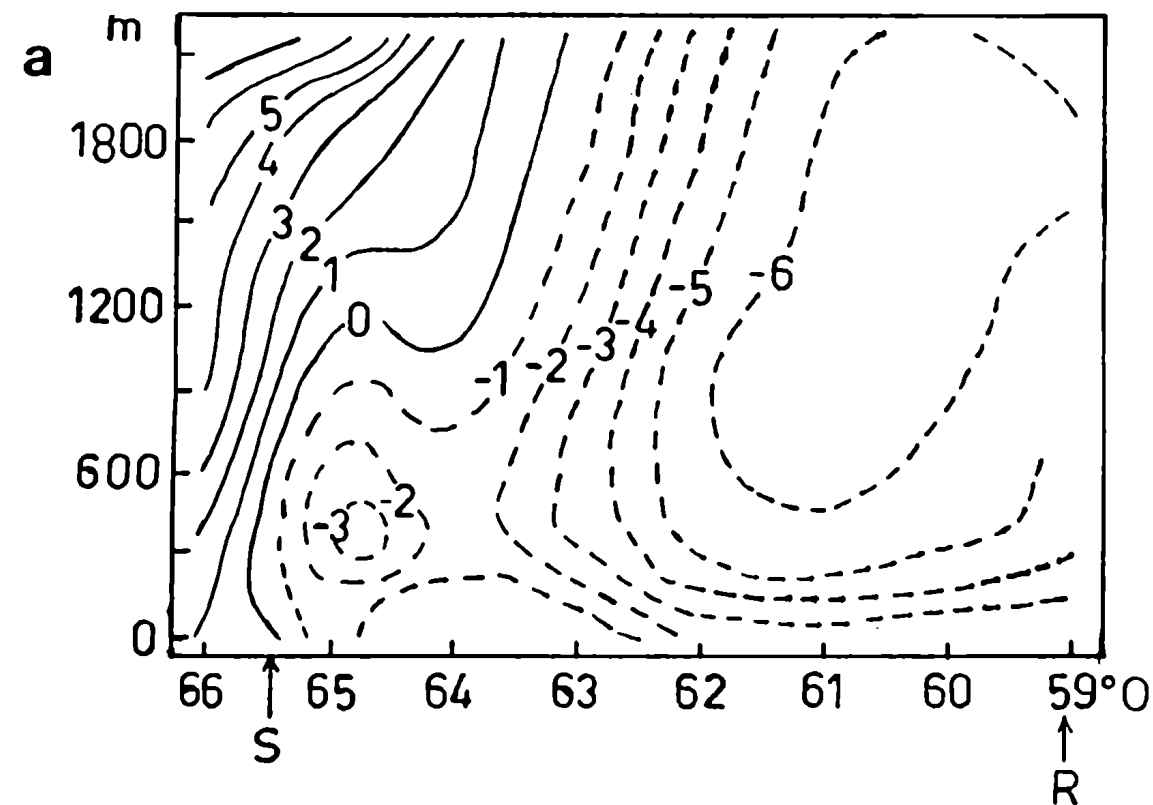


Figura 27. Corte vertical sobre la recta E-F de la Figura 23, en 26°S , de la componente meridional del viento obtenida con el modelo, en ms^{-1} . Valores negativos (positivos) corresponden a viento norte (sur)
 a) promedio para los 10 casos de corriente en chorro.
 b) promedio de los 10 casos de no corriente en chorro.

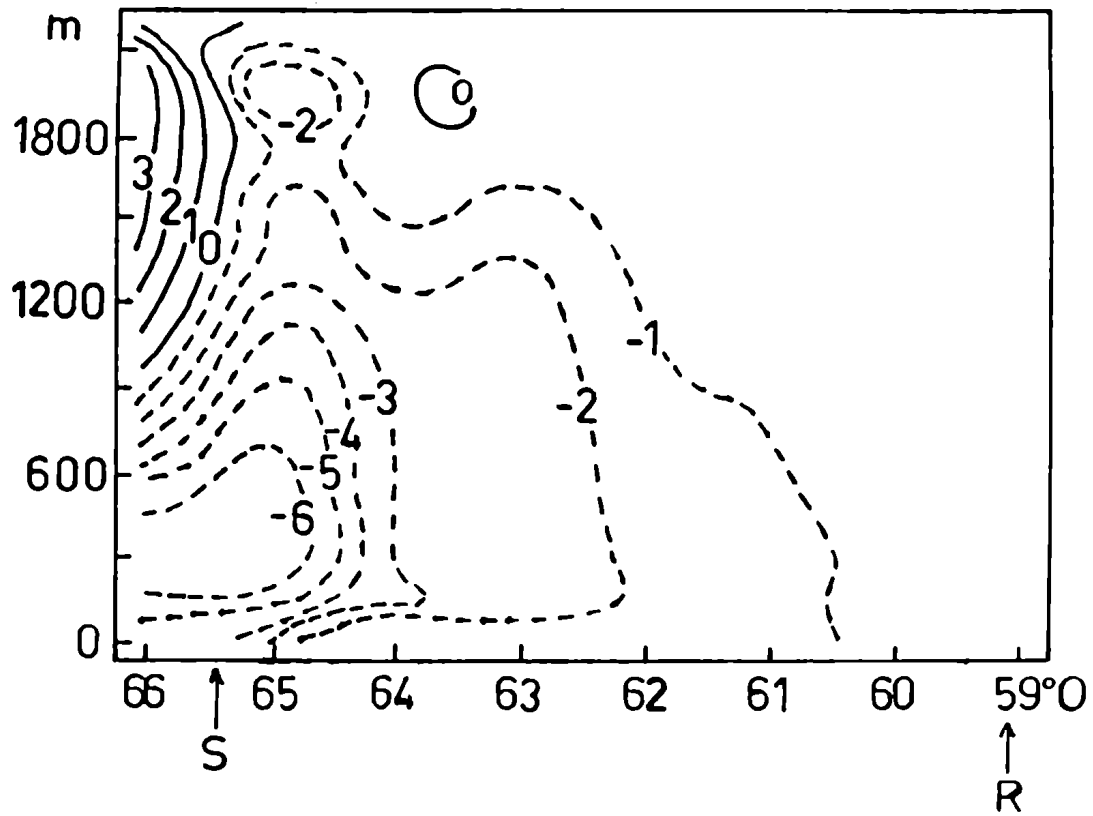


Figura 28. Idem. Figura 27, para la componente meridional del viento promedio de 15 años de Octubre.

frecuencia de ocurrencia de la corriente en chorro. En esta figura se observa que el viento es desde el norte, excepto por encima de los 1000 metros de altura sobre Salta. Es conveniente notar que, en este caso, al oeste de Resistencia el viento aumenta poco con la altura. No obstante sobre Salta persiste un máximo de viento desde el norte a unos 300 metros sobre la superficie, de mayor intensidad que para los 10 casos de corriente en chorro aquí analizados.

Con el propósito de simplificar los resultados, se calculó el promedio en la horizontal, sobre el corte vertical E - F en la Figura 27, de la componente meridional del viento obtenida con el modelo para los 10 casos de corriente en chorro y de no corriente en chorro, respectivamente. Para poder comparar los resultados del modelo con las observaciones, se calculó el promedio de la componente meridional con los datos de Salta y Resistencia. En la Figura 29a, se muestra el perfil vertical del viento meridional promedio calculado con el modelo (línea llena) y el observado (línea punteada) para los 10 casos de corriente en chorro. Las predicciones del modelo muestran un máximo de viento desde el norte que se produce a menor altura y es de menor magnitud que el correspondiente al viento observado. Por lo tanto, las predicciones obtenidas con el modelo revelan la presencia del máximo de viento en capas bajas.

En la Figura 29b se muestra el perfil vertical de la componente meridional del viento promedio calculado con el modelo (línea llena) y el observado (línea punteada) para los 10 casos de no corriente en chorro. Las predicciones del modelo muestran al igual que las observaciones, componente meridional desde el sur (valores positivos), aunque con un máximo algo mayor y a mayor altura que las observaciones.

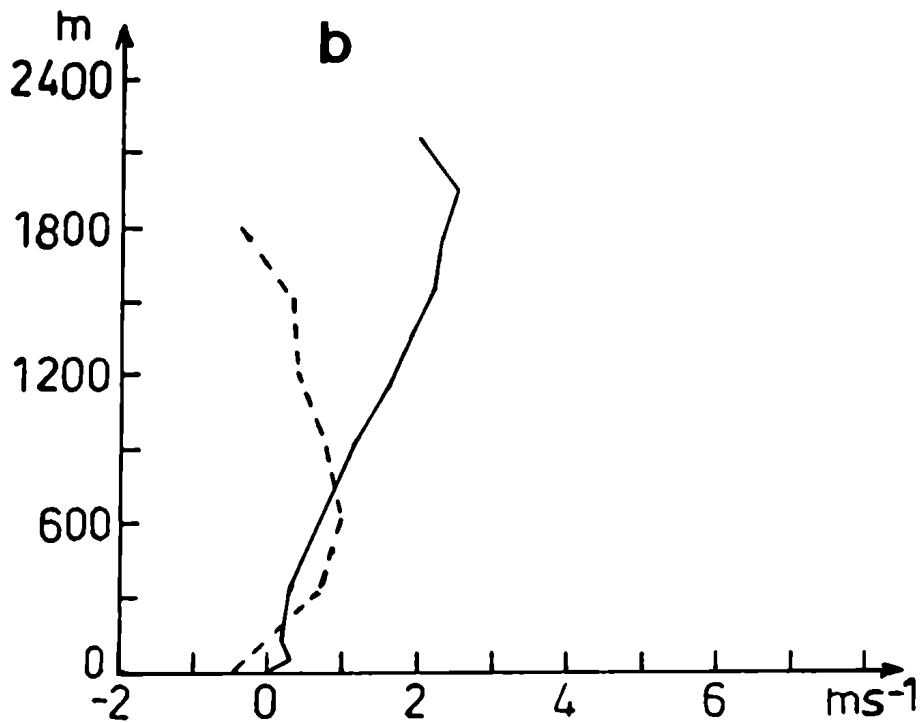
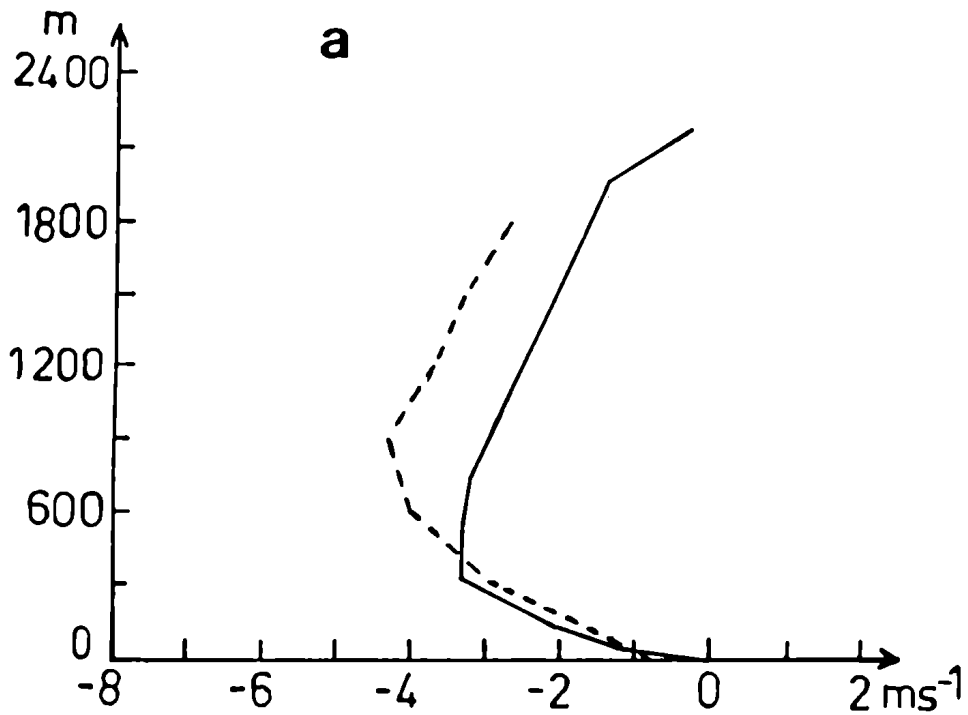


Figura 29. Perfil vertical de la componente meridional del viento, en ms^{-1} . La línea llena representa el promedio zonal sobre la recta E-F de la Figura 23, obtenido con las predicciones del modelo. La línea punteada es el promedio obtenido con los datos de Salta y de Resistencia. Valores negativos (positivos) corresponden a viento norte (sur). a) Promedio para 10 casos de corriente en chorro. b) Promedio para 10 casos de no corriente en chorro.

4.6 Transporte de vapor de agua por la corriente en chorro.

Para estudiar el efecto de la corriente en chorro de capas bajas sobre el transporte meridional de vapor de agua se utilizan las predicciones del modelo. El cálculo del transporte meridional de vapor de agua, en unidades de $\text{gr m}^{-2}\text{s}^{-1}$, se realiza según el método usado en la Sección 2.2.3. Se toma la componente meridional del viento de las predicciones del modelo y las variables termodinámicas de los datos de radiosondeo. La humedad específica y la densidad del aire, para todos los puntos de retículo sobre el corte vertical, fueron interpoladas de las observaciones de radiosondeo de Salta y de Resistencia. Una forma de cuantificar la contribución de la corriente en chorro sobre el transporte de vapor de agua, es comparar del resultado obtenido en esos casos con el valor climático del transporte correspondiente al mes de Octubre.

Se puede citar como antecedente el trabajo realizado por Piazza y Medina (1971), para obtener valores cuantitativos del flujo de vapor de agua en la tropósfera baja sobre Argentina, usando un método aerológico, en base a datos de las estaciones de radiosondeo de Córdoba, Espora, Ezeiza y Resistencia. Esos resultados fueron usados para calcular la diferencia entre la evapotranspiración y la precipitación integrada en áreas extensas, con fines hidrológicos. Encontraron flujo de vapor de agua convergente por los bordes norte y oeste del área de estudio y flujo divergente en los lados opuestos.

En la Figura 30 se muestra el transporte meridional de vapor de agua, promedio del mes de Octubre a la latitud de 26° sur (El intervalo entre líneas es de $10 \text{ gr m}^{-2}\text{s}^{-1}$). El campo de viento empleado aquí es el que se ha

descrito en la Figura 28, mientras que los datos de humedad específica se obtienen como un promedio de todo el periodo de observaciones disponibles a las OTUC en Salta y Resistencia. Se aprecia un máximo de transporte desde el norte cerca de 300 metros sobre superficie en Salta, en concordancia con el máximo de viento meridional.

En la Figura 31a se muestra el corte vertical del transporte meridional de vapor de agua calculado con las predicciones del modelo, promedio de los 10 casos de corriente en chorro. El patrón general de isolíneas es similar al mostrado en la Figura 27a. En gran parte de la región se observa transporte de vapor de agua desde el norte (valores negativos), con un máximo alrededor de los 500 metros sobre el suelo y entre 50 a 200 kilómetros al oeste de Resistencia. Se observa también un máximo secundario cerca de 300 metros de altura, al este de Salta.

El corte vertical del transporte meridional de vapor de agua resultante de la simulación numérica, promedio de los 10 casos de no corriente en chorro se muestra en la Figura 31b. En este caso se observa un máximo de transporte desde el norte a 300 metros de altura sobre Salta. Al este de $64^{\circ}0$ el transporte es desde el sur y de pequeña magnitud comparado con los resultados mostrados en la Fig. 31a.

Análogamente al caso de la componente meridional del viento, se calculó el promedio zonal del transporte meridional de vapor de agua con el viento calculado por el modelo para los 10 casos de corriente en chorro y el transporte promedio calculado con las observaciones de Salta y Resistencia para esos casos. Estos resultados se muestran en la Figura 32a, con línea llena se grafican las predicciones del modelo con línea de segmentos las observaciones.

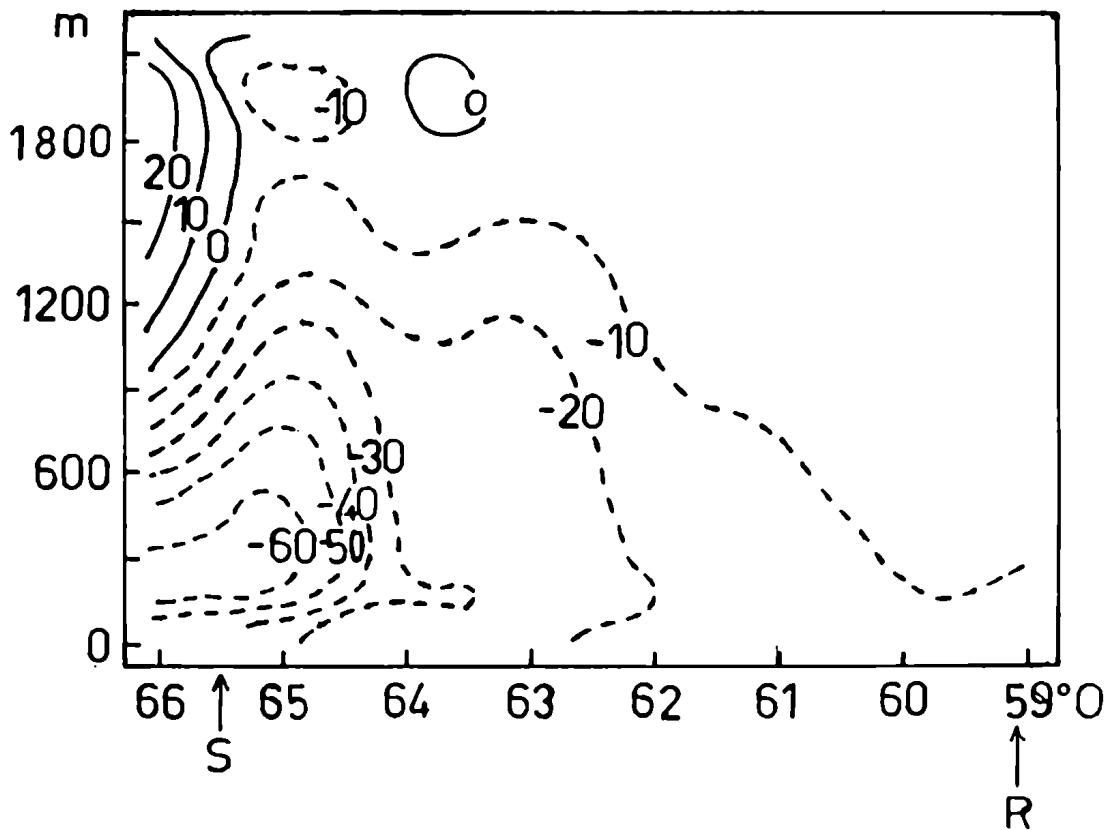


Figura 30. Corte vertical sobre la recta E-F de la Figura 23, en 26°S , del transporte meridional de vapor de agua obtenido con el modelo, en $\text{gr m}^{-2}\text{s}^{-1}$, promedio de Octubre. Valores negativos (positivos) corresponden a transporte desde el norte (sur).

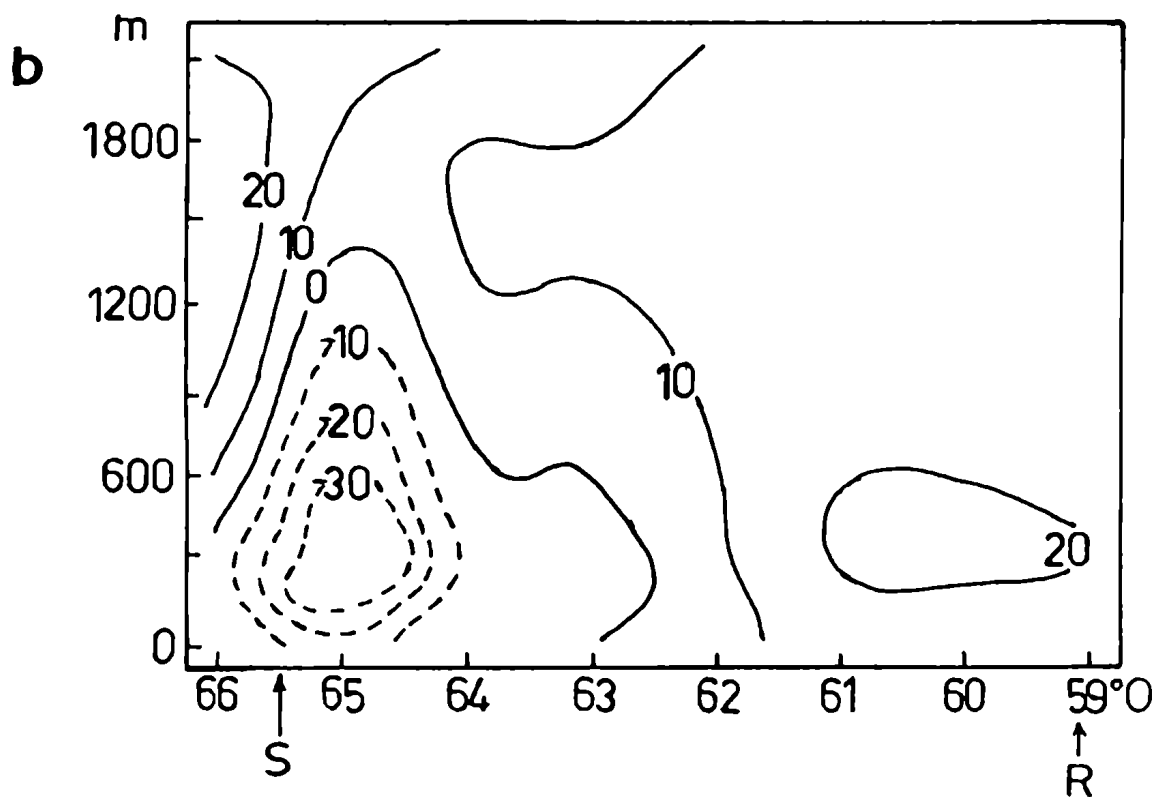
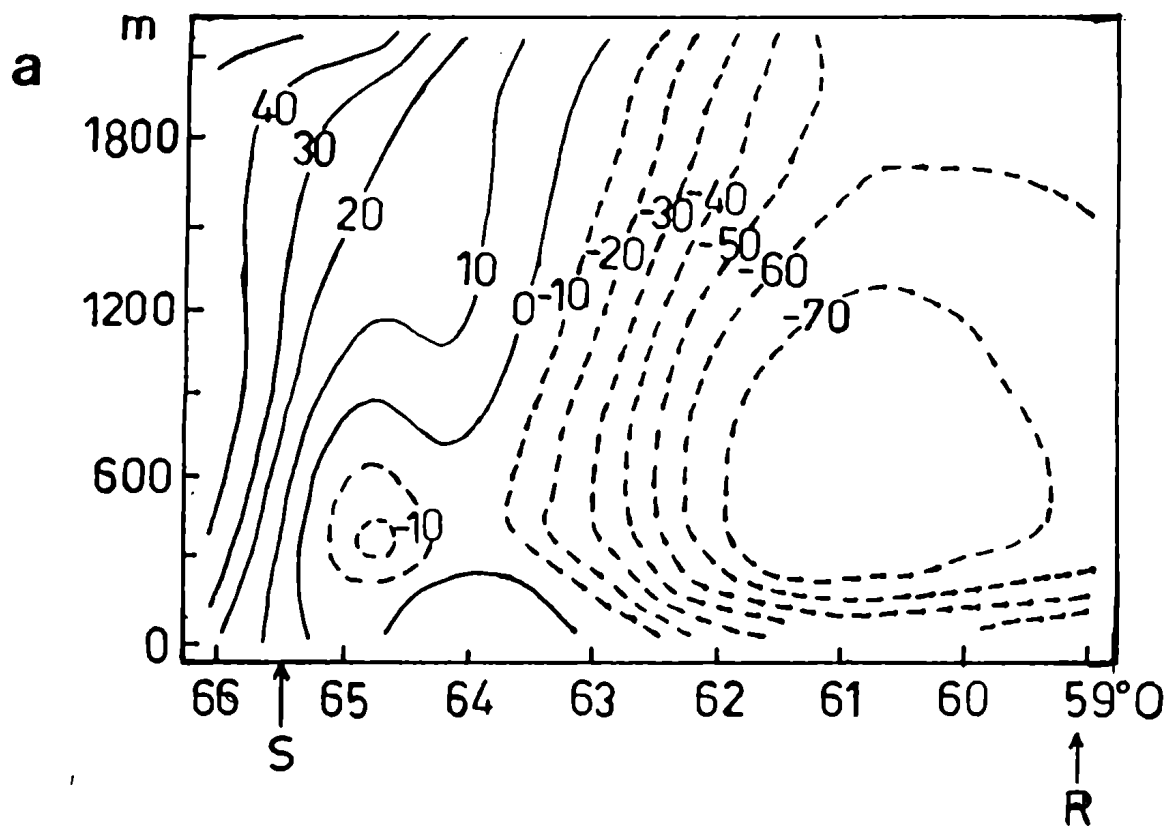


Figura 31. Idem. Figura 30 para el transporte meridional de vapor de agua promedio de: a) 10 casos de corriente en chorro, b) 10 casos de no corriente en chorro.

En la Figura 32b se muestra el perfil vertical del transporte meridional de vapor de agua promedio para los 10 casos de no corriente en chorro (línea llena) y las observaciones de Salta y Resistencia para esos casos (línea punteada). Se observa que el transporte predominante es desde el sur (valores positivos). Las predicciones del modelo muestran un máximo de transporte desde el sur a mayor altura que el observado.

Estos resultados sugieren que la corriente en chorro en capas bajas puede jugar un rol importante en el transporte de vapor de agua desde el norte, especialmente al oeste de Resistencia, donde las predicciones del modelo muestran un máximo. Desafortunadamente esto no puede ser verificado ya que no existen datos en esa zona.

Una posible causa de algunas discrepancias entre las observaciones y las predicciones del modelo, es la incerteza en la especificación de la condición de borde superior (Berri y Paegle, 1990). La altura geopotencial de 850 Hpa fué interpolada manualmente de las cartas sinópticas, las que a su vez han sido analizadas en base a muy pocos datos, particularmente a las OTUC y en lugares como la cordillera de Los Andes y el Altiplano Boliviano, donde el valor del geopotencial debe ser tomado con cierta cautela. También, la versión del modelo empleada no considera la inclusión de datos de temperatura observados. Esto puede conspirar contra los resultados en el sector este del dominio, donde se ignora el efecto de la inversión del gradiente de temperatura, debido a la presencia del anticiclón subtropical del Atlántico Sur. Aún con esas limitaciones, los resultados obtenidos revelan que la corriente en chorro de capas bajas se puede predecir y la versión considerada del modelo podría ser usada para obtener una estimación del

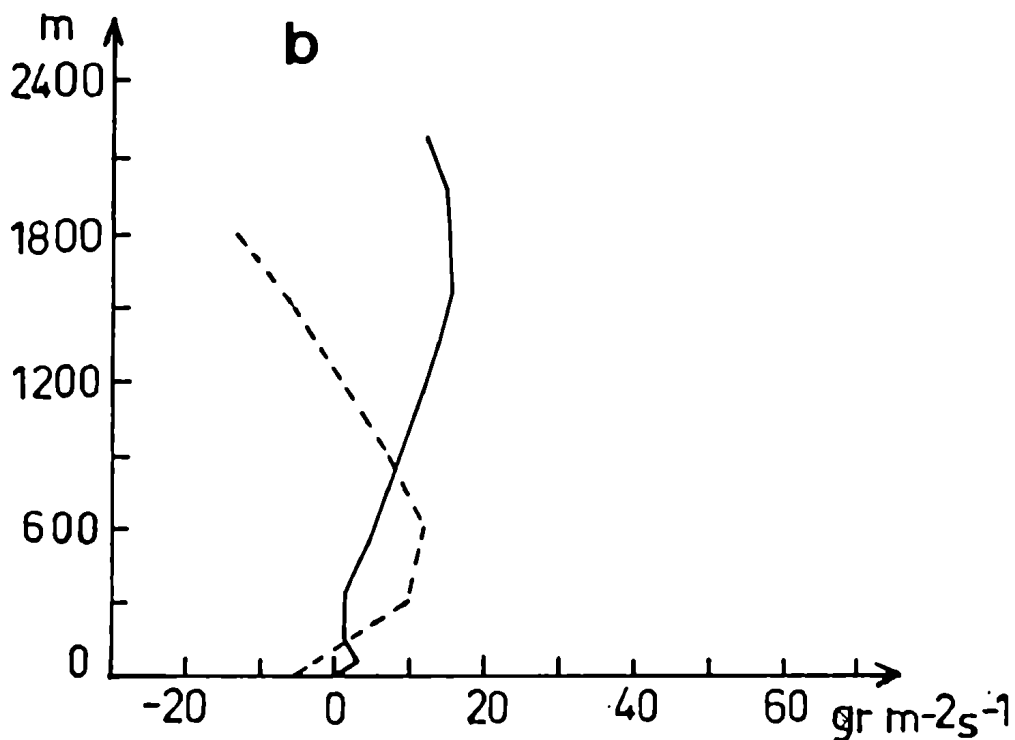
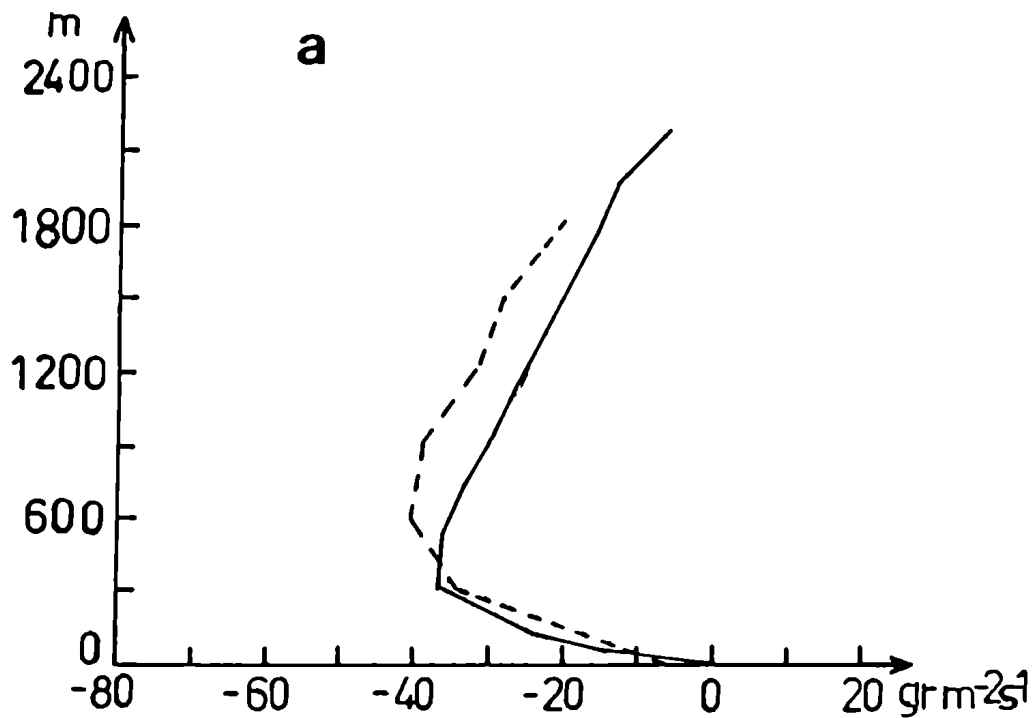


Figura 32. Perfil vertical del transporte meridional de vapor de agua, en $\text{gr m}^{-2} \text{s}^{-1}$. La línea llena representa el promedio zonal sobre la recta E-F de la Figura 23, obtenido con las predicciones del modelo. La línea punteada es el promedio calculado con las observaciones de Salta y Resistencia. Valores negativos (positivos) corresponden a transporte desde el norte (sur). a) Promedio para 10 casos de corriente en chorro. b) Promedio para 10 casos de no corriente en chorro.

campo de viento en capas bajas con mucha mayor resolución que la entregada por las observaciones.

4.7 Resumen del Capítulo 4.

La corriente en chorro en capas bajas es un máximo de viento que se produce sobre un área horizontal. Pero debido a que no se tiene suficiente información como para graficar el campo de isotacas y detectar su presencia, se hizo una clasificación de casos particulares en base al sondeo vertical realizado en un punto. Se ha usado el modelo de mesoescala de la Universidad de Utah para simular su comportamiento y se ha estudiado el efecto de la corriente en chorro sobre el transporte meridional de vapor de agua en la zona norte de Argentina.

Para los 10 casos de corriente en chorro aquí estudiados, se ha encontrado que el máximo de viento se produce entre 50-200 kilómetros al oeste de Resistencia y a unos 500 metros de altura sobre la superficie. El valor del máximo es significativamente mayor que el valor promedio de Octubre, que corresponde al mes de mayor frecuencia del máximo de viento en Salta y Resistencia. Un máximo secundario se observa a unos 300 metros de altura sobre Salta.

Se describe también el transporte meridional de vapor de agua para los 10 casos de corriente en chorro y para otros tantos casos de no corriente en chorro, promedio de 10 casos, a través de una sección transversal vertical en 26° sur. Para los casos de corriente en chorro, gran parte de la región es dominada por transporte de vapor de agua desde el norte, con un máximo alrededor de 300 metros sobre el suelo y entre 50 a 200 kilómetros al oeste de

Resistencia. En los casos de no corriente en chorro, el transporte de vapor de agua predominante es desde el sur. Sin embargo, para estos casos y sobre Salta se produce un máximo de transporte desde el norte a 300 metros de altura. Al comparar el valor del transporte para los casos corriente en chorro con un valor resultante del promedio de Octubre, se ha encontrado que la magnitud de esos casos, en las cercanías de Resistencia, es notablemente mayor. Esto sugiere que la corriente en chorro de capas bajas puede ser un mecanismo efectivo de transporte de vapor de agua desde latitudes tropicales hacia la región central de Argentina.

También se compara el perfil vertical del transporte meridional de vapor de agua obtenido con el modelo, promediado horizontalmente, con el valor promedio de las observaciones de Salta y de Resistencia. Para casos de corriente en chorro, el transporte de vapor de agua calculado con el modelo es desde el norte y presenta un máximo de magnitud similar al valor observado, aunque se produce a menor altura. Para los casos de no corriente en chorro, el perfil vertical del transporte obtenido con el modelo es desde el sur, lo que coincide con las observaciones.

Aun considerando estos resultados como preliminares, se puede inferir que la corriente en chorro de capas bajas juega un papel relevante en el transporte de vapor de agua desde zonas tropicales hacia la región central de Argentina. Esta inyección de vapor de agua desde el norte y la convergencia horizontal en la parte delantera de la corriente en chorro, pueden actuar en conjunto favoreciendo el desarrollo de la actividad convectiva en las planicies centrales de Argentina (Paegle y colab., 1978), que muestra un máximo de ocurrencia en las primeras horas de la noche.

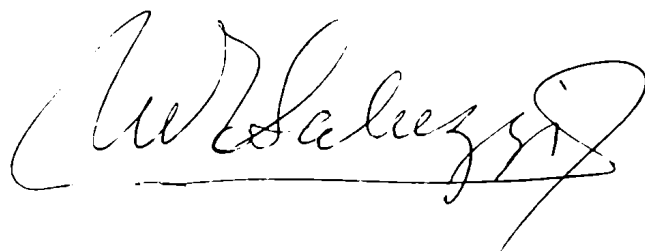
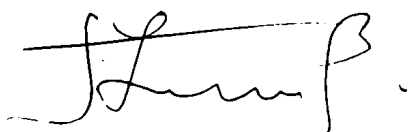
CAPITULO 5. CONCLUSIONES.

Se estudia el régimen de viento y transporte meridional de vapor de agua en el norte de Argentina. Para ello se emplean datos de radiosondeo y de globo piloto de las estaciones Salta y Resistencia del período 1973-74. Se comparan estos resultados con las observaciones del período 1965-82.

El comportamiento medio mensual de la velocidad del viento durante el período 1973-74, indica que en Salta la intensidad de la circulación es mayor a las 0TUC que a las 12TUC. En Resistencia se detecta en ese mismo período, un máximo de viento en capas bajas a fines del invierno y en primavera en ambas horas de observación, aunque éste es más intenso a las 12TUC. El transporte meridional de vapor de agua promedio mensual en Salta, es desde el norte durante todo el año, tanto a las 0TUC como a las 12TUC. En Resistencia el transporte es desde el norte, aunque entre los meses de Febrero y Abril (0TUC) y entre Agosto y Diciembre (0TUC y 12TUC) se observa un transporte neto desde el sur hasta cerca de 1000 metros de altura sobre la superficie. Esta última característica no aparece cuando se considera el promedio del período 1965-82. Es decir que en Salta, el período elegido, 1973-74, no muestra diferencias significativas con el período 1965-82. En Resistencia en cambio, los dos años elegidos pueden considerarse como anómalos, por las diferencias que se observan tanto en la velocidad del viento como en el transporte meridional de vapor de agua.

En el análisis del perfil vertical del viento calculado con datos de globo piloto, se encontró que en Salta la velocidad del viento promedio a las 0TUC es mayor que a las 12TUC, con una desviación estandar pequeña y aproximadamente constante con la altura. Además, a las 0TUC la dirección predominante es desde el NE, en cambio a las 12TUC ésta es más variable. Estas características sugieren que Salta puede estar afectada por un régimen de brisa valle-montaña, situación que no se da en Resistencia, localizada sobre una llanura.

El uso del modelo numérico de mesoescala de la Universidad de Utah ha facilitado el estudio de la corriente en chorro de capas bajas y su efecto sobre el transporte meridional de vapor de agua. Las predicciones del modelo muestran un máximo de viento meridional desde el norte, en los casos de corriente en chorro estudiados, que se produce entre 50 y 200 Km al oeste de Resistencia, cerca de 500 m sobre el suelo. Se detecta también un máximo secundario sobre Salta. Esa zona de máxima componente meridional define la zona de máximo transporte meridional de vapor de agua desde el norte. Asimismo, el perfil vertical del transporte meridional obtenido con el modelo, también muestra un máximo de magnitud similar al valor observado, aunque a menor altura. Estos resultados sugieren que la corriente en chorro de capas bajas puede contribuir en forma importante al transporte de vapor de agua desde zonas tropicales hacia la región central de Argentina.



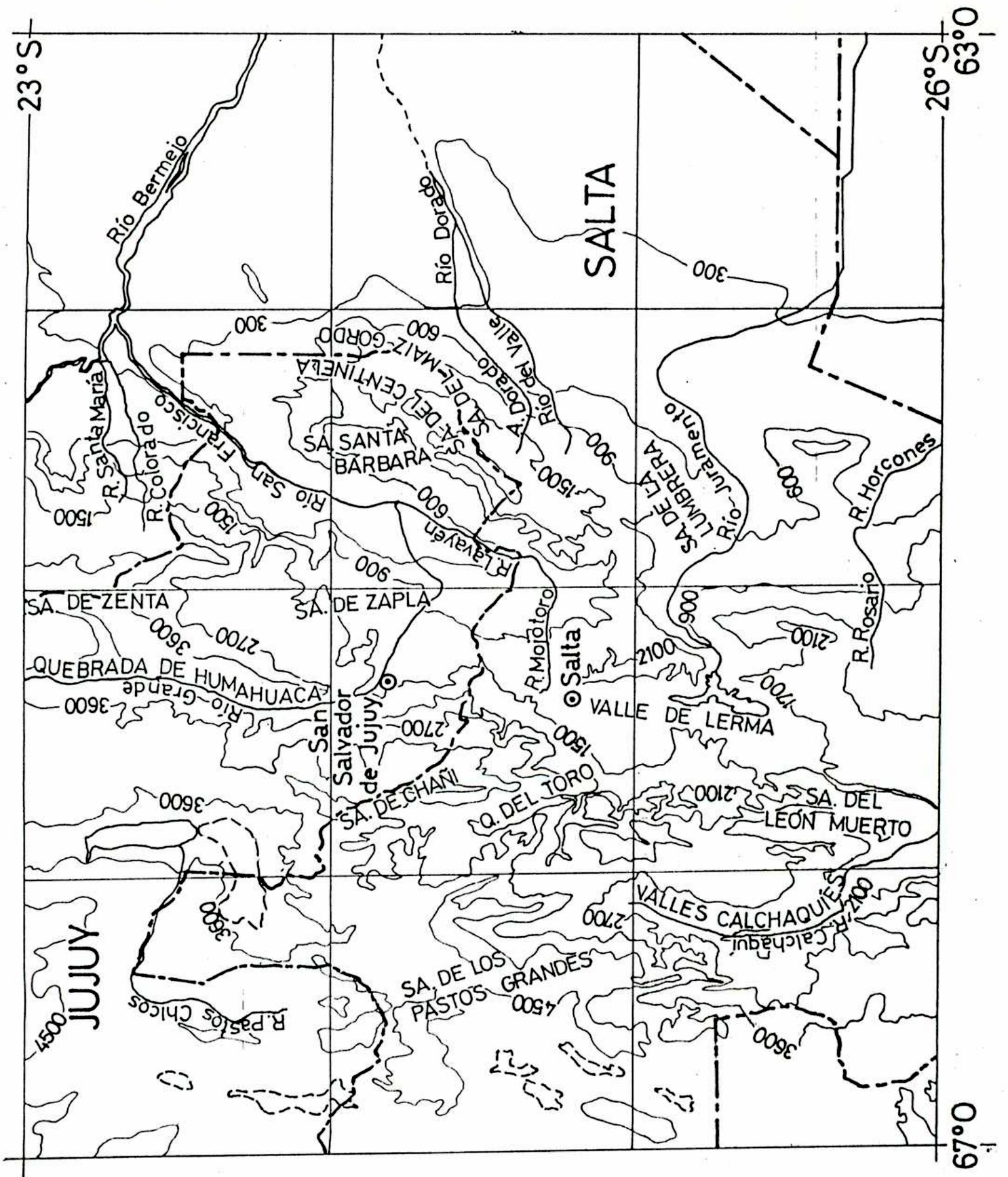


Figura A1.

ANEXO I.

TOPOGRAFIA DE SALTA. *

El territorio de la Provincia de Salta esta integrado por una gran diversidad de ambientes naturales, escalonados desde la baja y nivelada llanura chaqueña hasta la encumbrada altiplanicie de la Puna erizada de cerros volcánicos (Figura A1). Su parte occidental se encuentra ubicada sobre el reborde oriental del macizo cordillerano. Su topografía en este sector está formada por el enorme bloque que es la Puna, moviéndonos hacia el este se encuentra la cordillera Oriental o precordillera Salto-Jujeña y las sierras Subandinas. Entre estas dos últimas se encuentra el valle de Lerma. Más hacia el este se encuentra la planicie chaqueña. La dirección general de estas regiones estructurales presenta rumbo norte-sur, de altura creciente hacia el oeste, factor importante en la configuración del clima por su incidencia sobre la distribución de las lluvias.

La Puna es una alta meseta, sólo superada por el Tibet, con una altura media superior a los 3500 metros. Conformamos el típico ambiente de una penillanura, es decir una superficie suavemente ondulada donde emergen restos de montañas más resistentes a la erosión. En este paisaje también se destacan serranías o cordones montañosos alargados norte-sur y macizos volcánicos, que se elevan hasta 1500 metros o más sobre el nivel de la penillanura.

La cordillera Oriental o precordillera Salto-Jujeña, netamente adosada al borde oriental de la Puna, como una angosta y elevada faja de rumbo norte-sur, con-

forma un alto paredón que mantiene a la Puna fuera del alcance de los vientos orientales y dificulta su acceso. Se destacan aquí las sierras de Cachi de más de 5000 metros de altura, con sus cumbres máximas el Nevado de Cachi y el cerro Libertador General San Martín, de 6380 m.

Las sierras Subandinas son montañas bajas, de una altura media de 1000 a 1500 metros, con un pico máximo de 2580 m (el Ceibal), que se alinean en sentido nornoreste-sursuroeste. Se presentan formando dos encadenamientos principales muy disectados por la acción erosiva de los grandes ríos que han labrado los valles antecedentes, por donde se abren paso hacia la llanura chaqueña el Bermejo y su afluente el San Francisco por el norte y el Pasaje o Juramento por el sur. El encadenamiento oriental, muy discontinuo, está integrado por las sierras de Tartagal y Alto o Río Seco al norte del Bermejo. El de más al sur está integrado por las sierras del Centinela, de Ronda, del Maíz Gordo y Cresta del Gallo, prolongadas al sur del río Juramento en las sierras Colorada y de la Candelaria, ya en la frontera con Tucumán.

Los valles, escalonados de este a oeste, juegan un papel importante en la localización de la población. El valle de Lerma separa el ambiente subandino del de la cordillera Oriental. Es asiento de la ciudad de Salta, que por su altura media de 1000 metros goza de un clima moderado. En general muy nivelado, hacia la parte media emergen en él Los Cerrillos. Al este se ubica la cuenca de Guemes, de menor altitud y al sur de esta, la cuenca de Metán. Al norte se destacan el bajo valle del río San Francisco y el amplio valle de Zenta. Rasgos violentamente contrastantes ofrecen al oeste los valles Calchaquies, de clima semiárido. Estos exhiben una extraordinaria riqueza de formas labradas por el

viento y las lluvias torrenciales, típicas de las zonas de desierto.

El chaco salteño es una vasta extensión que tiene un relieve muy movido en la zona de contacto con las Sierras Subandinas, con lomadas anchas y bajas, interpuestas entre los amplios valles por los que escurren ríos y arroyos que bajan de las sierras. La pendiente disminuye rápidamente hacia el este, donde se presenta como una planicie extraordinariamente nivelada.

TOPOGRAFIA DE RESISTENCIA. *

La provincia del Chaco consiste de una llanura notoriamente nivelada, con pendiente general de oeste a este y aunque existen pequeños desniveles, estos casi no se aprecian. Estos desniveles tienen gran influencia sobre el escurrimiento de las aguas superficiales y subterráneas. Es un área chata, de aparente uniformidad topográfica, ligeramente elevada sobre el nivel del mar.

* Fuente: Atlas Físico de la República Argentina. Volumen 1. Centro Editor de América Latina (Buenos Aires). Dirección: Elena Chiozza y Ricardo Figueira; 1981.

ANEXO 11.

CARACTERISTICAS DEL MODELO.

Las ecuaciones del modelo se derivan de las ecuaciones de movimiento en coordenadas cartesianas (x',y',z') , formuladas en un sistema (x,y,z) donde las coordenadas x e y son localmente paralelas al terreno y la coordenada z es perpendicular al terreno,

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho_s} \frac{\partial p'}{\partial x} - \frac{\rho'}{\rho_s} g \frac{\partial z_T}{\partial x} + F_x, \quad 1a)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu = -\frac{1}{\rho_s} \frac{\partial p'}{\partial y} - \frac{\rho'}{\rho_s} g \frac{\partial z_T}{\partial y} + F_y, \quad 1b)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_s} \frac{\partial p'}{\partial z} - \frac{\rho'}{\rho_s} g + F_z. \quad 1c)$$

donde u, v, w son las componentes zonal, meridional y vertical de la velocidad, p la presión, g la aceleración de gravedad, ρ la densidad, f el parámetro de Coriolis, F_x, F_y, F_z son fuerzas de fricción en cada dirección y $\partial z_T / \partial x, \partial z_T / \partial y$ representan las pendientes del terreno. Las variables con primas representan las perturbaciones respecto de los valores estandar indicadas con el subíndice s . Este es un sistema de ecuaciones escrito en coordenadas que siguen el terreno.

Cuando la escala vertical es pequeña comparada con la escala horizontal, es válida la aproximación hidrostática, que reduce la componente vertical de la ecuación de movimiento 1c) a:

$$\frac{\partial p'}{\partial z} = -\rho'g. \quad 2)$$

La ecuación de continuidad se escribe en la forma

$$\frac{\partial w}{\partial z} = -\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right). \quad 3)$$

y la ecuación de estado es

$$P = \rho RT \quad 4)$$

La variable termodinámica de pronóstico es la temperatura potencial Θ ,

$$\Theta = T(P_0/P)^{R/C_p} \quad 5)$$

El tratamiento termodinámico acopla el suelo y la atmósfera. En el suelo la ecuación de pronóstico de la temperatura es

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = K_s \frac{\partial^2 T_s}{\partial Z^2}, \quad 6)$$

donde K_s es la conductividad del suelo, supuesta constante y T_s la temperatura del suelo. En la atmósfera la temperatura esta gobernada por

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + H, \quad 7)$$

donde H representa efectos de calentamiento y/o enfriamiento

Las ecuaciones 6) y 7) estan acopladas en la altura de rugosidad del suelo Z_0 , por condiciones de continuidad de temperatura y de flujo de calor:

$$T_s = T, \quad \text{en } z = Z_0 \quad 8a)$$

$$C_p \rho_a K_a \frac{\partial \theta}{\partial z} - F_n + G_r = C_s \rho_s K_s \frac{\partial T_s}{\partial z}, \quad \text{en } z = Z_0 \quad 8b)$$

donde C_p, ρ_a y K_a son el calor específico a presión constante densidad y conductividad turbulenta en la atmósfera; C_s, ρ_s, K_s son los correspondientes parámetros del suelo, F_n es el flujo radiativo de onda larga (terrestre) y G_r es la

radiación solar global, que depende de la latitud, la hora del día, la declinación solar y el albedo, que se calcula con la fórmula:

$$G_r = c \text{ albedo} [\sin\phi \cos\delta + \cos\phi \cos\delta \sin(\pi t/12)]$$

donde c es la constante solar ($1.94 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$), ϕ es la latitud, δ es la declinación solar y t es el tiempo en horas (que varia con la longitud).

La ecuación 8) permite obtener en todo instante la temperatura en el nivel Z_0 , definiendo el ciclo de calentamiento diurno y enfriamiento nocturno.

CONDICIONES DE BORDE.

Puesto que las ecuaciones del sistema son de forma parabólica con respecto al tiempo y la altura, se necesitan dos condiciones de borde en la vertical. Para las componentes del viento, se supone flujo geostrófico en el límite superior y flujo cero en la superficie. Para la ecuación termodinámica se supone un valor de temperatura (que puede ser climatológico) en el tope del modelo, y una temperatura fija en la base de la capa de suelo o agua. En la interface se imponen condiciones de continuidad de temperatura y de flujo de calor. Para la humedad se usan condiciones de borde apropiadas a las fuentes y sumideros. Las condiciones de borde horizontales son gradiente normal cero para todas las variables de pronóstico.

La ecuación de diagnóstico para el movimiento vertical es integrada desde superficie hasta z :

$$w(z) = - \int_0^z \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dz, \quad 9)$$

La ecuación hidrostática para la presión es integrada desde el tope del modelo hasta z_t hacia abajo:

$$p'(z) = p'(Z_t) - \int_z^{Z_t} g\rho' dz. \quad 10)$$

PARAMETRIZACION DE LA TURBULENCIA.

La ecuación de diagnóstico final puede ser representada como una ecuación de diagnóstico para la energía cinética turbulenta b , (ver Yu, 1977):

$$\frac{\partial b}{\partial t} + u \frac{\partial b}{\partial x} + v \frac{\partial b}{\partial y} + w \frac{\partial b}{\partial z} = K_m \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] - \frac{g}{T} K_H \frac{\partial \theta}{\partial z} - \frac{K_m^3}{(Cl)^4} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial b}{\partial z} \right).$$

donde K_m y K_H son la difusividad de torbellino para el momentum y el calor, respectivamente y l es una longitud de escala.

VALOR DE LOS PARAMETROS.

Los valores de los parámetros del suelo son:
 albedo = 0.3, $Z_0 = 0.04$ m, K_s suelo = $1.5 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$,
 K_s océano = $1.3 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, $\rho_s C_s = 5.6 \times 10^5 \text{ cal m}^{-3} \text{ K}$

El valor del albedo, 0.3, se eligió considerando un valor climático, ya que no se dispone de datos específicos para su evaluación en la región.

El valor del parámetro de rugosidad $Z_0 = 0.04$ cm puede considerarse como razonable, ya que la región en la que se realizaron las experiencias está cubierta en su mayor parte por vegetación baja.

El valor de P_{SCs} se eligió como un valor intermedio entre los utilizados por Paegle y McLawhorn (1983) en las pruebas de sensibilidad del modelo. Ellos encuentran que estas pruebas revelan cierta sensibilidad a los parámetros del suelo, así que en este trabajo se tomó un valor intermedio, ya que no se dispone de tales datos sobre la región en la que se llevaron a cabo las experiencias.

DISEÑO DE LOS EXPERIMENTOS.

Dado que el objetivo de las experiencias numéricas era el de obtener el campo de movimiento a las 0TUC (21 hora local), se realizaba un pronóstico a 15 horas que comenzaba a las 06 hora local, manteniendo constante la condición de borde superior que se obtenía de una interpolación subjetiva del análisis de 850 Hpa correspondiente a las 21 hora local. Estas 15 horas de pronóstico se consideran como suficientes para permitirle al modelo adaptarse simultáneamente a la topografía y al ciclo de calentamiento diurno.

ANEXO III. FE DE ERRATA.

1. En la página 80, segundo párrafo, sexta línea, donde dice "modelo numérico de mesoescala, anelástico e hidrostático," debe decir "modelo numérico de mesoescala, que utiliza las aproximaciones anelástica de Boussinesq e hidrostática,".

2. En la página 94, primer párrafo, octava línea dice "los datos de radiosondeo. La humedad específica y la..." debe complementarse con lo siguiente: "los datos de radiosondeo. Esta consideración se hace porque las experiencias numéricas se han realizado considerando una atmósfera seca y que no hay cambios de fase del vapor de agua. Por esta razón para el cálculo del flujo de vapor de agua se ha utilizado el campo de vientos pronosticado por el modelo, pero la humedad específica se debió tomar de los datos de radiosondeo de Salta y de Resistencia, correspondientes a cada experiencia. La humedad específica y la..."

3. En la página 110, primera línea dice "La ecuación de continuidad se escribe en la forma" debe reemplazarse por el siguiente párrafo: "En el sistema de ecuaciones se utiliza la aproximación anelástica de Boussinesq. Dado que el dominio vertical es pequeño comparado con la altura de escala de una atmósfera adiabática, se adopta la ecuación de continuidad de la masa para la convección poco profunda, dada por la ecuación"

4. En la página 110, en la línea que sigue a la ecuación 7) dice "donde H representa efectos de calentamiento y/o enfriamiento." A continuación debe agregarse el párrafo: "En esta ecuación el término H incluye la difusión horizontal de calor y la advección de calor."

5. En el primer párrafo de la página 112 donde dice "hasta z_t " debe decir "en Z_t "

6. En la segunda ecuación de la página 112, en el último término el coeficiente K debe leerse K_b , y en el párrafo siguiente a la ecuación donde dice " K_m y K_h son la difusividad de torbellino para la cantidad de movimiento y el calor, respectivamente y l es una longitud de escala." debe decir " K_m , K_h y K_b son la difusividad de torbellino para la cantidad de movimiento, el calor y la energía cinética turbulenta, respectivamente y l es una longitud de escala. La energía cinética turbulenta b es la diferencia entre la energía cinética total y la energía cinética del movimiento medio. Sin embargo b no se calcula de este modo, sino que se obtiene resolviendo la ecuación anterior. Dado que esta ecuación requiere un valor inicial, se utiliza un valor de b proporcional a K_m^2 . Yu (1977) indica que ese valor inicial no resulta crítico ya que en sus experiencias encuentra que la energía cinética turbulenta se ajusta al campo de viento y de temperatura después de una hora de integración".

7. En la página 112, sección VALOR DE LOS PARAMETROS, primer párrafo, tercera línea debe leerse $sC_s=5.6 \times 10^{+5} \text{ cal m}^{-3}\text{K}^{-1}$.

8. En la página 112, sección VALOR DE LOS PARAMETROS, segundo párrafo, después del punto debe complementarse con el siguiente párrafo: "Este valor climático para el albedo, 0.3, se tomó del trabajo de Stephens y colab. (1981), obtenido a partir de observaciones de satélites.

REFERENCIA.

Stephens, G., G. Campbell y T. Vonder Haar, 1981: Earth Radiation Budgets, J. Geophys. Res., 86, C10, 9739-9760.

REFERENCIAS.

- Anthes R. A., Kuo Y. H., Benjamin S. G., Li Y. F. (1982): The evolution of the mesoscale environment of severe local storms: Preliminary modeling results. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 1187-1213.
- Astling E. G., Paegle J., Miller E. O'Brien C. J. (1985): Boundary layer control of nocturnal convection associated with a synoptic scale system. *Mon. Wea. Rev.* 113, 540-552.
- Bannon, P. 1979a: On the dynamics of the East African jet. I: Simulation of mean conditions for July. *J. Atmos. Sci.* 36, 2139-2152.
- Bannon, P. 1979b: On the dynamics of the East African jet. II: Jet transients. *J. Atmos. Sci.* 36, 2153-2168.
- Berri, G. J., Paegle J. (1990): Sensitivity of local predictions to initial conditions. *J. Appl. Met.* 29, 256-267.
- Blackadar, A. 1957: Boundary-layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 38, 283-290.
- Bonner, W. 1968: Climatology of the low-level jet. *Mon. Wea. Rev.* 96, 12, 833-850.
- Bonner, W., Esbensen, S., Greenberg, R. 1968: Kinematics of the low-level jet. *J. Appl. Meteor.* 7, 339-347.

- Bonner, W., Paegle, J., 1970: Diurnal variations in boundary layer winds over the South Central United States in summer. *Mon. Wea. Rev.* 98, 735-744.
- Bret, R., 1982: Evidence of a north-south discontinuity in the Mistral regime. ALPEX preliminary scientific results, ICSU, WMO, Geneva 1982, GARP-ALPEX N° 7, 169-173.
- Djuric, D. 1981: A numerical model of the formation and evolution of a low-level jet. *Mon. Wea. Rev.* 109, 384-390.
- Fernández, A., Necco, G. 1982: Características del campo de viento en la atmósfera libre en estaciones Argentinas. *Meteorológica*, XIII, 2, 7-21.
- Fernández, A., Necco, G. 1985: Características del campo de viento en la atmósfera libre de las estaciones del oeste y sur de la República Argentina. *Meteorológica*, XV, 1, 31-50.
- Gerald, C. 1978: Applied numerical analysis. Addison Wesley Publishing Company, 2nd. Edition, 518 pp.
- Haltiner, G., Martin, F. 1957: Dynamical and physical meteorology, McGraw-Hill Book Company, Inc. 470 pp.
- Hart. J. 1977: On the theory of the East African low level jet stream. *Pure Appl. Geophys.* 115, 1263-1282.
- Holton, J. 1967: The diurnal boundary layer wind oscillation above sloping terrain. *Tellus*, 19, 199-205.

- Iribarne, J., Godson. W. 1981: Atmospheric thermodynamics.
D. Reidel Publishing Company, 2nd Edition, 259 pp.
- Krishnamurti, T, Molinari, N., Pan, H. 1976: Numerical
simulation of the Somali jet. J. Atmos. Sci. 33,
2350-2362.
- Lichtenstein, E. 1980: La depresión del Noroeste Argentino.
Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y
Naturales. Universidad de Buenos Aires. Pags. 43-
44, Figs. 26 y 27.
- Means, L. 1952: On thunderstorm forecasting in the Central
United States. Mon. Wea. Rev. 80, 10, 165-189.
- Paegle, J., McLawhorn D. 1983: Numerical modeling of diurnal
convergence oscillations above sloping terrain.
Mon. Wea. Rev. 111, 1, 67-85.
- Paegle, J. 1984: Topographically bound low-level circula-
tions. Rivista di Meteorologia Aeronautica, Roma.
XLIV, Nº1-4, 113-125.
- Paegle, J., Ereño, C., Collini, E. 1978: Variaciones diurnas
de tormentas y la convergencia en la capa límite
sobre Argentina, Meteorológica, 8/9, 455-463.
- Pitchford, K., London, J. 1962: The low-level jet as related
to nocturnal thunderstorms over midwest United
States. J. Appl. Meteor. 1, 43-47.
- Plazza, L., Medina, L. 1971: Informe sobre el ensayo del
calculo del flujo de vapor de agua en la atmós-
fera en la República Argentina. Meteorológica,

Vol. II, Nos. 1,2,3, 66-76.

Smith, R. 1982: Aerial observations of the Yugoslavian Bora. ALPEX preliminary Scientific results. ICSU, WMO, Geneva GARP N° 7, 187-204.

Virji, H. 1981: A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. Mon. Wea. Rev. 109, 3, 167-178.

Wagner, A. 1939: Concerning the daily wind in the free atmosphere, Beitrage zur physik der frein atmosphere. 25, 145-170.

Wallace, J. 1975: Diurnal variations in precipitation and thunderstorm frequency over the conterminous United States. Mon. Wea. Rev. 103, 406-419.

Wexler, H. 1961: A boundary layer interpretation of the low-level jet. Tellus, 13, 3, 368-378.

Yu, T. W., 1977: A comparative study on parameterization of vertical turbulent exchange processes. Mon. Wea. Rev, 105, 57-66.