

ESTRUCTURA Y COMPORTAMIENTO INVERNAL DE LA CAPA LIMITE ATMOSFERICA SOBRE ANTOFAGASTA

Humberto Fuenzalida P.

Departamento de Geofísica. Universidad de Chile.
Casilla 2777, Santiago, Chile.

RESUMEN

Se analiza la estructura térmica de la capa límite en base a observaciones de radiosonda trihorarias realizadas por un período de ocho días. El análisis está basado en las variaciones de cantidades conservativas.

Se considera primero la estructura promedio del período, encontrándose evidencias de un activo proceso de mezcla aún en condiciones nocturnas. Se confirma que el enfriamiento radiativo debe ser el motor generador de inestabilidades, estudiándose particularmente dos días.

Finalmente, se postula un mecanismo responsable de las variaciones de la nubosidad costera.

ABSTRACT

Winter structure and behavior of the atmospheric boundary layer at Antofagasta

The thermal structure of the boundary layer is studied through radiosonde ascents released every three hours during an eight days period. The analysis is based on the variations of conservative quantities.

In a first place the average structure is considered and an active mixture is found even under nocturnal conditions. Infrared cooling is confirmed as the responsible process for the instability and two specific days are analyzed in detail.

A possible mechanism explaining the stratocumulus daily variations is postulated.

1. INTRODUCCION

Es bien sabido que a lo largo del litoral del norte de Chile el aire que se ubica en los primeros 1000 metros presenta un marcado contraste con el aire que se le superpone, siendo el primero frío y húmedo en relación al último. La persistencia de esta discontinuidad vertical se explica por la inversión de temperatura asociada al movimiento de subsidencia anticiclónico, también conocida como inversión de los alisios. A esta inversión se le asocia un efecto de barrera que inhibe el intercambio vertical de calor, humedad y cantidad de movimiento, permitiendo así la existencia de diferencias importantes entre las masas de aire que ella separa. En particular, limita la extensión vertical de la influencia marítima, hecho de particular importancia para la mantención de la aridez del norte del país.

A la luz de investigaciones recientes (Schubert, 1976; Deardorff, 1976 y 1980; Randall, 1980), un esquema simple y estático como el descrito aparece superado. La inversión de los alisios emerge como una

estructura activa a través de la cual se intercambia energía y masa, su altura sobre el nivel del mar es la resultante de dos procesos dinámicos opuestos: por un lado el movimiento generalizado de subsidencia, que tiende a acercarla a la superficie, y por otro, un proceso de mezcla turbulenta que tiende a alejarla. El primero es producto de la situación sinóptica y varía, como ella, en forma relativamente lenta, pudiendo mantenerse por varios días. El segundo, en cambio, presenta una fluctuación diaria característica.

En este trabajo se intentará una identificación de mecanismos físicos que expliquen la variación característica de la nubosidad costera regional y las variaciones diarias que ocurren dentro de la capa límite atmosférica en un día de invierno.

En el concepto tradicional una inversión térmica representa una barrera, pero se suele olvidar que es de carácter energético. Por lo tanto, si existe un proceso capaz de sustraer o entregar la energía necesaria, tal barrera puede no existir para el aire que desciende o asciende, respectivamente. En la atmósfera libre es posible que a través de cambios de fase o por medio de procesos radiativos tal circunstancia pueda concretarse.

A fines del mes de julio y comienzos de agosto de 1970, como parte de una campaña de mediciones realizada por el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile, se obtuvo perfiles verticales trihorarios de temperatura y humedad en Antofagasta durante 8 días consecutivos. Las mediciones se concentraron en la capa límite en la mayoría de los casos, pero cada 12 horas se extendieron a toda la tropósfera. Estas últimas determinaciones, junto a las observaciones de radiosonda de Cerro Moreno, permitieron un control de la columna atmosférica cada 6 horas. A esta información se adicionó los registros de vientos y temperatura del mar de la Universidad del Norte, observaciones de cobertura y cartas sinópticas. Con todo este material se procedió al análisis que se presenta a continuación.

Para materializar este estudio, se eligieron variables que fueran afectadas en el menor grado posible por procesos adiabáticos, de modo que sus perfiles verticales dieran indicación del grado de mezcla existente en la columna. Para la temperatura se consideró su valor potencial, θ , y para la humedad su valor específico, q . Finalmente, combinando ambos parámetros se estudiaron las variaciones de temperatura potencial equivalente, θ_e , que corresponde a aquella que obtendría el aire si todo su contenido de vapor fuera condensado y luego llevado adiabáticamente a la presión de 1000 mb.

La variación local de cada una de estas tres variables responde a los siguientes procesos:

- Transporte horizontal o advección.
- Transporte vertical.
- Flujos turbulentos.
- Flujos radiativos (salvo θ).
- Condensación y evaporación (sólo θ).

Por lo tanto, para dar cuenta de las variaciones en θ , q y θ_e es preciso evaluar cada uno de ellos. No obstante, las observaciones disponibles sólo permiten estimaciones cualitativas en la mayoría de los casos. La advección dentro de la capa límite se debe principalmente a las brisas marina y terrestre, las que advectarán aire húmedo y seco, respectivamente, pero relativamente frío en ambos casos. Por encima de la inversión puede existir advección térmica de signo contrario.

El movimiento vertical de gran escala en el tope de la capa límite está vinculado con el signo de curvatura de las isobaras en la carta sinóptica de superficie a través del efecto de Ekman, de modo que áreas anticiclónicas deben presentar subsidencia marcada y regiones con curvatura ciclónica, manifestar ascenso. El movimiento descendente de gran escala debe tender a adelgazar la capa límite, pues su efecto es aproximar el aire de la atmósfera libre a la superficie.

Los flujos radiativos infrarrojos fueron estimados por una técnica numérica debida a Sasamori (1968), Manabe y Strickler (1964). Los flujos solares se evaluaron por el método aproximado usado por Schaller y Kraus (1978).

Los flujos turbulentos son extremadamente difíciles de calcular y sólo fue posible inferir su actividad por los perfiles verticales de las propiedades conservativas, ya que cuando la mezcla turbulenta es eficiente las variaciones verticales deben ser suaves.

Finalmente en relación a la condensación y evaporación se contó solamente con las observaciones oculares de nubosidad. Estas son particularmente deficientes en cuanto a la ubicación de una cobertura parcial. Sin embargo, en atención al carácter estratiforme de la nubosidad y al bajo contenido líquido de los estratocúmulos ($< 1 \text{ gr/Kg}$), es probable que los errores generados por este proceso no sean de gran importancia.

En primer lugar se describirá la estructura térmica media de la capa límite, usando para ello el promedio de valores obtenido sobre los 8 días con observaciones. Tal estructura presenta algunos rasgos singulares cuya explicación no es aducible a los procesos tradicionalmente considerados. A esto se agregan los resultados del enfriamiento radiativo nocturno cuyas consecuencias no se aprecian directamente de las mediciones.

Con el fin de evitar el suavizamiento producido por el promedio sobre varios días, se analizan días específicos en que la nubosidad diurna tuvo un comportamiento diferente, tratando de explicar las fluctuaciones a través de la incorporación de aire superior a la capa límite.

2. ESTRUCTURA DE LA CAPA LIMITE

La Figura 1 presenta las variaciones diarias de la humedad específica, las temperaturas potencial y potencial equivalente en la capa límite atmosférica. Sus valores han sido obtenidos como promedios aritmético de valores interpolados cada 100 m de altura ocho veces al día. Las tres variables definen una región relativamente homogénea bajo otra que representa una transición rápida hacia las condiciones de la atmósfera libre. En los perfiles de temperatura potencial y humedad específica la zona homogénea presenta un espesor aproximado de 700 m con gradientes verticales típicos de 2 a 4 °C/Km y de menos de 1 gr/Km. Sus sentidos indican que en relación a transferencias turbulentas, el océano actúa como un sumidero de calor que estabiliza la columna atmosférica desde abajo y que transporta vapor de agua hacia arriba entre las 8 y 21 horas. La capa de transición abarca un espesor aproximado de 400 m con gradientes verticales de temperatura potencial y humedad entre 10 a 15 veces mayores que los de la zona inferior.

Los registros de viento de superficie indican que la brisa marina sopla típicamente desde el Oeste entre las 9 y 21 horas con velocidades máximas comprendidas entre 3 y 5 m/seg alrededor de las 15 horas. La brisa de tierra es más débil, de 1.5 a 2 m/seg en casos bien desarrollados, y de comportamiento más errático en dirección, aunque desde el Este, en la mayor parte de los casos, su inicio suele ocurrir después de la medianoche.

Las variaciones de humedad en la capa inferior, se deben en gran medida al juego de brisas. Así, por ejemplo, el aumento rápido que ocurre entre las 24 y 3 horas puede asociarse a la brisa que arrastra aire seco desde el interior continental. El hecho que el cambio afecte casi simultáneamente a toda la capa inferior probablemente indica un activo proceso de mezcla. No ocurre lo mismo con la recuperación diurna de la humedad. Bajo el dominio de la brisa marina, los valores aumentan lentamente y manteniendo un gradiente vertical negativo.

A la variación de ciclo diario de la humedad, la temperatura potencial asocia una semidiurna, con dos mínimos y dos máximos, de los cuales el que ocurre entre las 23 y 3 horas puede ser vinculado con un período de transición entre las brisas.

Según los radiosondeos, la nubosidad costera, tipo estratocúmulo, tiene una base que en promedio es formada a 700 m de altura y un espesor que fluctúa entre 300 y 500 m. Esto significa que la base coincide con el comienzo de la transición revelada por las variaciones verticales de la temperatura potencial y la humedad absoluta.

La temperatura potencial equivalente combina la temperatura y humedad en una variable conservativa para procesos de mezcla que incluyan condensación y evaporación. Sin embargo, es preciso recordar que no se considera el contenido líquido de la nube y que sólo cuando éste no es importante, la conservatividad satisface con buena aproximación.

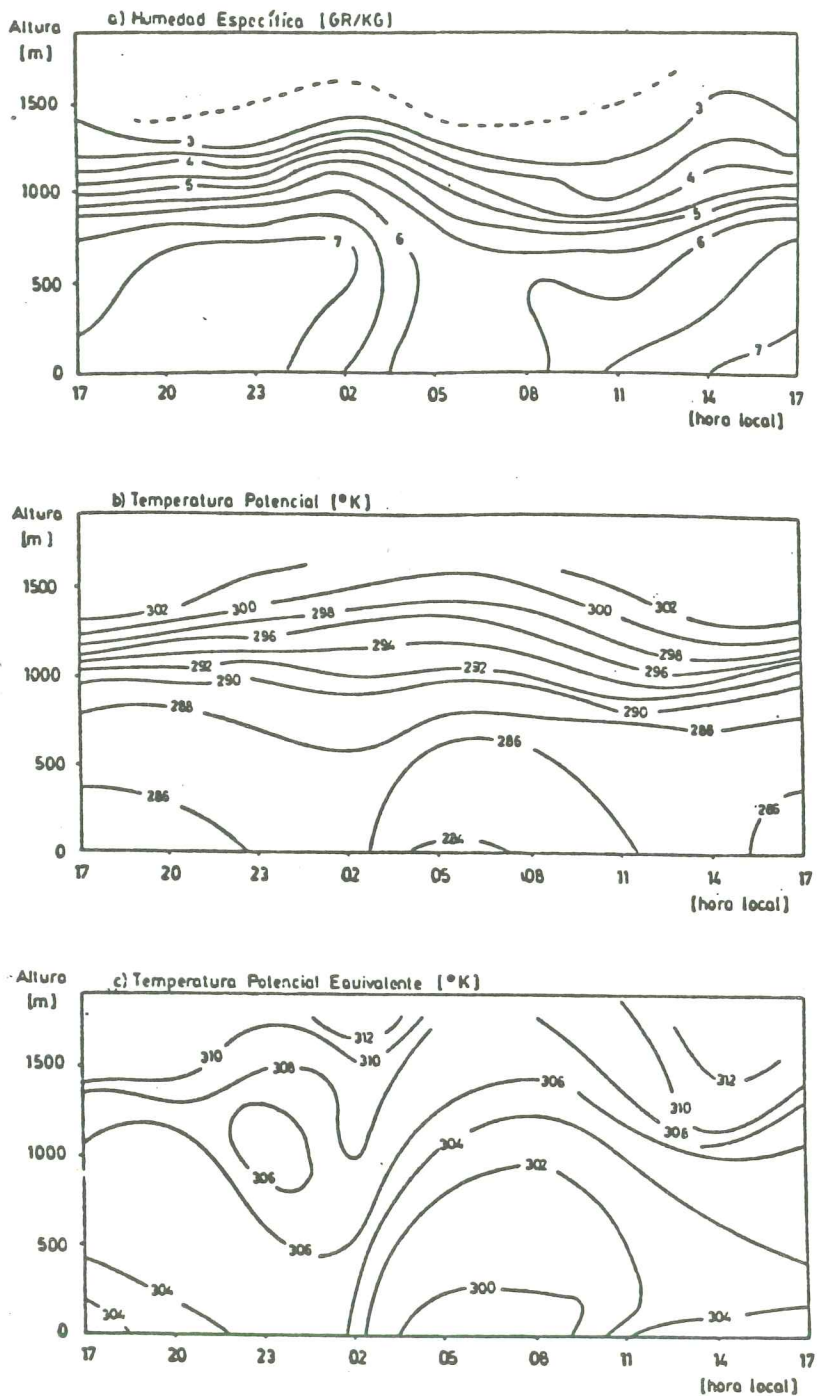


Fig. 1 El ciclo diario de la capa límite invernal en Antofagasta: a) temperatura potencial, b) humedad específica, c) temperatura potencial equivalente.

Si el valor de la temperatura potencial equivalente no varía con la altura, probablemente es consecuencia de una mezcla energética. En tales condiciones, y siempre que todo el vapor condensado permanezca en la nube, se obtienen gradientes verticales de contenido líquido del orden de 1.2 gr/kg/km. Para una capa nubosa de 500 m de espesor ello implica contenidos líquidos máximos de 0.6 gr/kg (o variaciones de 1°K en el valor de la temperatura potencial equivalente), valor que debe ser sustancialmente disminuido por la incorporación de aire seco superior que se justificará en el punto siguiente. En consecuencia, cuando la temperatura potencial equivalente presente poca variación o un pequeño decrecimiento dentro de la nube, se la puede considerar como índice de un activo proceso de mezcla.

Una comparación de las tres partes de la Figura 1 hace evidente la compensación que existe entre la temperatura potencial y el contenido de vapor entre los 700 y 1100 m de altura. Allí el aumento de la temperatura se equilibra con la disminución de humedad para suavizar las variaciones en la temperatura potencial equivalente, extendiendo la capa de mezcla hasta el nivel de 1100 ó 1500 m según la hora del día. Sólo el cambio de humedad producido por la brisa nocturna interrumpe la cuasihomogeneidad en el seno de la capa límite.

Entre los 700 y 1100 m se manifiesta preferencialmente la nubosidad con una altura, espesor y cobertura diurna variables, lo cual da lugar a una transición que en el promedio pierde la nitidez que exhibe en días individuales.

La figura muestra que, particularmente entre las 20 y 02 horas, existen regiones en donde la temperatura potencial equivalente decrece con la altura. Según Deardorff (1980) una disminución de varios grados genera condiciones inestables (Anexo) que incrementa drásticamente la incorporación de aire superior a la capa límite. Tales descensos de temperatura deben tener su origen en el enfriamiento radiativo, los resultados de cuya evaluación se ofrecen en la sección siguiente.

En los niveles superiores de la capa límite y entre las 23 y 02 horas el descenso nocturno de los valores de temperatura potencial equivalente es sustituido por un aumento rápido pero de breve duración que se justifica por incrementos simultáneos de la razón de mezcla y la temperatura potencial, ambos relativamente modestos, pero que sumados dan lugar a un calentamiento importante en términos de temperatura potencial equivalente. La corta duración del fenómeno y la ocurrencia de una condición casi inestable en las horas precedentes entre los 800 y 1100 m sugiere como causa una mezcla convectiva que incorpore aire seco y cálido con evaporación de parte del contenido líquido de la nubosidad, lo que explicaría el modesto aumento de temperatura y el incremento de humedad.

3. ESTIMACION DE FLUJOS RADIATIVOS

Con el propósito de cuantificar el enfriamiento radiativo infrarrojo se recurrió a la técnica desarrollada por Sasamori (1968) incluyendo el efecto de la nubosidad a través del esquema propuesto por Manabe y Strickler (1964). La información de temperatura y humedad de cada observación de radiosonda a intervalos de 100 m se combinó con la observación de nubosidad de Cerro Moreno y se alimentó a un programa de computación basado en las técnicas mencionadas.

El procesamiento de 57 casos muestra que los flujos infrarrojos generan, en la centena de metros inmediatamente por encima de la capa límite, enfriamientos que fluctúan entre los 7.5 y 10 °C/3h cuando la cobertura es total y entre 0.25 y 1 °C/3h en las ocasiones despejadas. Estas últimas cifras no difieren apreciablemente de las magnitudes obtenidas en la atmósfera libre, limitando la importancia de este proceso a los casos en que la capa de estratocúmulos se encuentra presente.

El enfriamiento nocturno de 8°C/3h no se manifiesta en las observaciones, lo cual debe ser consecuencia de la inestabilidad que él genera. Más aún, entre las 23 y 02 horas se evidencia un calentamiento que compromete a la mitad superior de la capa límite y que puede corresponder a un efecto de incorporación de aire cálido superior.

Durante el día el enfriamiento infrarrojo se ve menguado por la absorción de radiación solar incidente sobre el tope de la nubosidad. Para estimar su magnitud se usó un balance de flujos para la capa nubosa con suposiciones conservativas en cuanto a su espesor y al albedo de la superficie. La diferencia de flujos netos entre el tope y la base de una capa nubosa puede ser estimado de la expresión:

$$\Delta F = I_0 \text{sen}\beta(1 - r_n) a_n [1 + r_s(1 - a_n)]$$

donde I_0 es la constante solar (1400 W/m^2), θ es el ángulo de elevación solar, r_n el albedo de la nube, r_s el albedo superficial y a_n la absortividad de la nube.

Para las condiciones invernales en Antofagasta a mediodía y con una capa nubosa de 300 m de espesor se estimaron valores de $\beta = 60^\circ$, $a_n = 0.20$, $r_n = 0.20$. Como albedo superficial se supuso un valor propio del océano $r_s = 0.10$. Con estas cifras se obtuvo $\Delta F = 210 \text{ W/m}^2$, lo que corresponde a un calentamiento de $7.6 \text{ }^\circ\text{C}/3\text{h}$. Cuando se reduce el ángulo de elevación β a 20° y $r_n = 0.40$ (Minnis y Harrison, 1984), la cifra obtenida disminuye a $2.2 \text{ }^\circ\text{C}/3\text{h}$. Resulta así, que durante el día la radiación solar es capaz de reducir significativamente el enfriamiento del tope nuboso y con ello la turbulencia y la incorporación del aire a la capa límite. En consecuencia, la consideración de los flujos radiativos justifica la presencia nocturna momentánea de regiones donde la temperatura potencial equivalente disminuye con la altura como las evidenciadas en la Figura 1.

Allí el enfriamiento infrarrojo del aire por encima de la inversión es capaz de generar una pérdida de energía de suficiente intensidad para romper la barrera que ella representa e incorporar el aire a la capa límite. El vigor con que se presenta depende de las variaciones verticales de la temperatura potencial equivalente (Deardorff, 1980). Puesto que la Figura 1 representa valores promediados y por tanto variaciones suavizadas, resulta conveniente considerar las observaciones en días individuales. En particular interesa averiguar si el criterio de inestabilidad de Deardorff y Randall es satisfecho. Con este fin se analizan a continuación dos períodos de 24 horas cada uno.

4. ANALISIS DE DIAS INDIVIDUALES

Dentro de los ocho días muestreados se han elegido aquellos dos en que la nubosidad diurna presentó comportamientos extremos.

a) Período diurno despejado

Las 24 horas siguientes a las 17 horas del día 27 de julio de 1970 se caracterizaron por un dominio anticiclónico estable en superficie y una condición de post-vaguada en altura (Figura 2). Los perfiles trihorarios de las tres variables conservativas ya mencionadas se presentan en la Figura 3; la cual incluye además información de vientos observados en superficie junto con cobertura y espesor nuboso.

Este día se caracteriza por un temprano quiebre de la nubosidad nocturna, pues ya a las 8 horas restan sólo 3/8 que rápidamente disipan. El cielo vuelve a cubrirse entre las 17 y 20 horas luego de un período diurno despejado.

Los perfiles de temperatura potencial equivalente pueden ser usados para definir el espesor de la capa límite por medio del nivel en que los valores empiezan a aumentar sostenidamente con la altura o sufren una disminución brusca. Los perfiles permiten concluir que la capa se encuentra mejor definida entre las 17 y 02 horas y que su espesor presenta un valor máximo a las 02 horas (1400 m) para reducirse a escasos 500 m a las 13 horas. Esto último resulta más evidente en los perfiles de temperatura potencial.

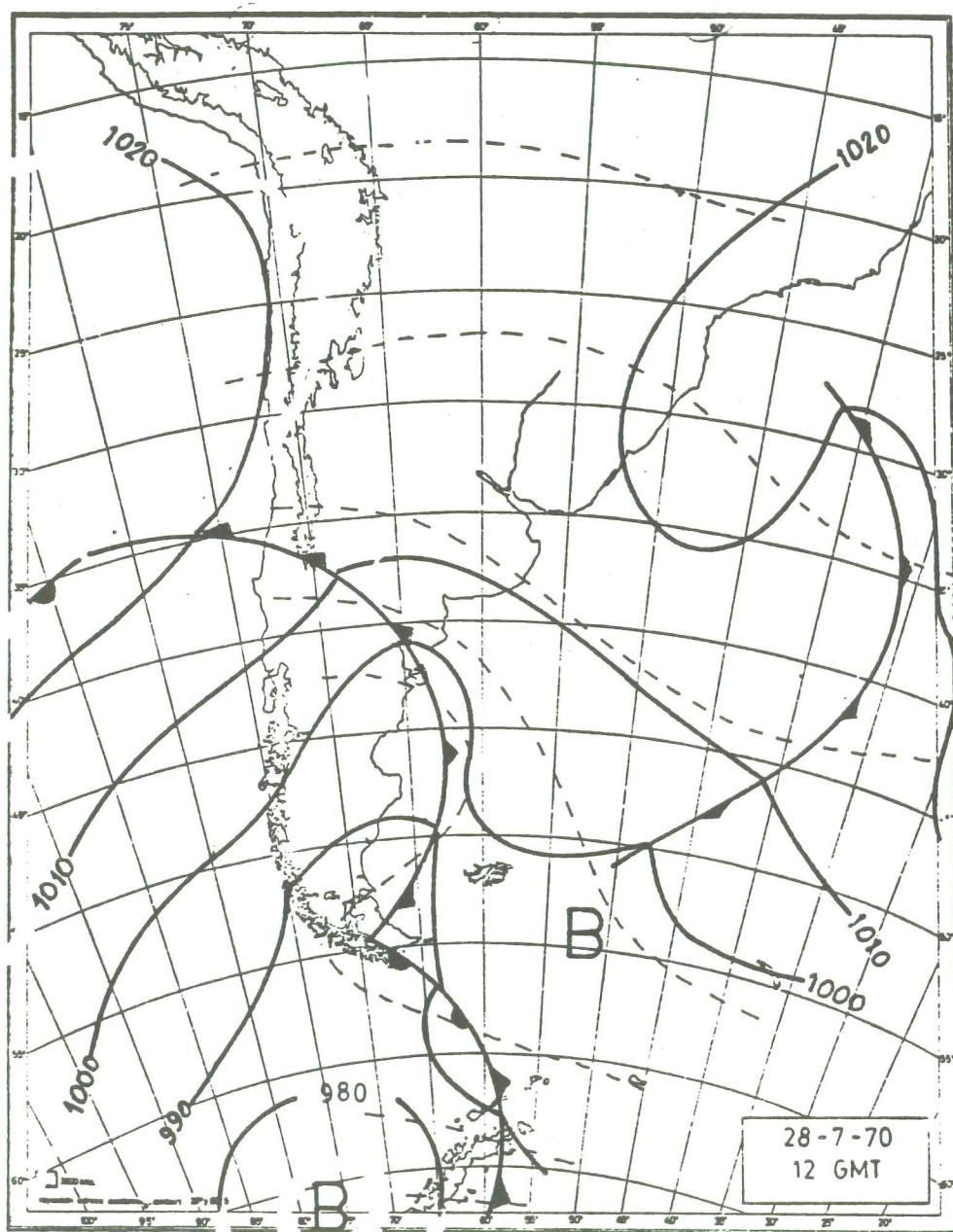


Fig. 2 Cartas sinópticas de superficie y 500 mb (líneas segmentadas) para el 28 de julio de 1970 a las 12 GMT.

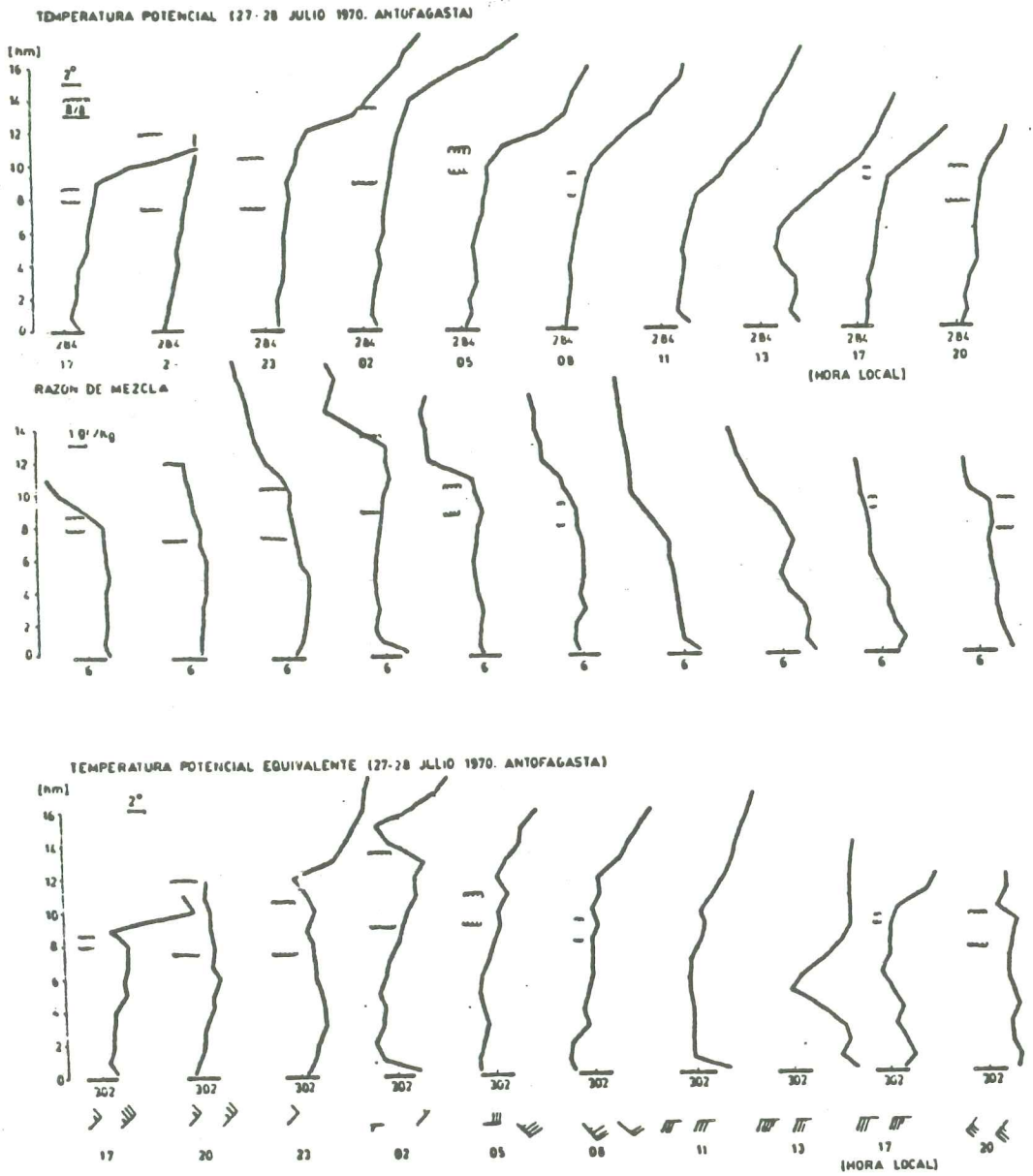


Fig. 3 Perfiles verticales de temperatura potencial, humedad específica y temperatura potencial equivalente para los días 27 y 28 de julio de 1970 en Antofagasta. También se incluyen los vientos en superficie y la nubosidad.

La humedad absoluta en el seno de la capa límite presenta una variación concentrada en dos intervalos: un descenso entre las 24 y 02 horas y un aumento entre las 11 y 13 horas. Considerando los vientos de superficie resulta sorprendente que la humedad caiga rápidamente luego que la brisa de tierra ha soplado por más de 8 horas, y más aún que el descenso de humedad coincida con su interrupción. El aumento de humedad que ocurre entre las 11 y 13 horas se asocia con los instantes en que la brisa de mar y el calentamiento superficial son más intensos y sus acciones se suman para producir un perfil decreciente en la temperatura potencial equivalente en la capa límite.

En el período comprendido entre las 23 y 02 horas y en la capa entre 1200 y 1400 m de altura existe una disminución de la temperatura potencial equivalente que satisface con creces el criterio de inestabilidad de Deardorff (ver Anexo), particularmente a las 02 horas la disminución excede los 5° C. A partir de ese instante la nubosidad se debilita para desaparecer después de las 08 horas y se relaja la condición inestable.

Tanto la disminución de la humedad absoluta en la capa límite, sin que parezca haber una advección que la justifique, como la existencia de condiciones inestables con su posterior relajación y el debilitamiento de la nubosidad pueden ser justificadas por una marcada intensificación del proceso de incorporación de aire seco. Antes de las 02 horas la incorporación progresaba lentamente y con ella el aumento de espesor de la capa límite, pero a esta hora cambia su carácter al generarse una condición inestable que acelera el proceso: seca el aire, eleva su nivel de condensación, debilitando el espesor de la capa nubosa a un punto que, con los inicios de la radiación solar, es dispada.

b) Período diurno cubierto

En contraposición al caso anterior, durante el período diurno del 3 de agosto la cobertura nubosa no bajó de 6 octavos, constituyéndose en el día con cobertura más persistente de la muestra.

La situación sinóptica dominante en superficie, Figura 4, está conformada por una cuña cuyo eje orientado desde el NW al SE cruza el país a la latitud de Puerto Montt. Sobre el Norte Grande existe una vaguada, lo que representa una diferencia significativa en las condiciones de gran escala de este día y el anteriormente presentado. En altura domina una condición de prevaguada. Es lógico suponer que la subsidencia anticiclónica debe manifestarse con menor intensidad y esto puede ser causa del distinto comportamiento de la nubosidad.

La Figura 5 muestra, en la forma ya explicada, los perfiles de cantidades conservativas, el viento en superficie y la nubosidad entre los días 2 y 3 de agosto. La capa límite conserva un espesor de alrededor de 1100 m durante todo el día. La temperatura potencial mantiene un perfil muy estable sin variaciones importantes. Por su parte la humedad del aire disminuye entre 2 y 5 de la madrugada con la acción de la brisa de tierra. Vuelve a disminuir alrededor de las 11 horas para luego aumentar bruscamente en toda la capa entre las 14 y 17 horas, intervalo durante el cual la brisa marina gira al SW y gana en fuerza.

A las 23, 02, 17 y 20 horas el criterio de inestabilidad es satisfecho. Tanto a las 05 como a las 20 horas la cobertura nubosa se debilita y su base descende observándose estratos bajo la base de los estratocúmulos. Nuevamente la inestabilidad aparece como un mecanismo que origina un quiebre de la cobertura, pero en este día no dio origen a su disipación. En relación al 28 de julio, este día muestra algunas diferencias. Aparte de la condición sinóptica ya comentada, el ciclo de brisa muestra un retardo en el comienzo del flujo desde la tierra y la brisa marina proviene del SW en vez del W. Además, a las 14 horas se observó nubosidad media (1/8 de Ac) por encima de los estratocúmulos y es posible que haya existido a otras horas sin que la nubosidad baja permitiera su observación. En tal caso su interferencia con la emisión radiativa puede moderar la incorporación de aire a la capa límite. Finalmente las temperaturas del mar medidas a 5 m de profundidad muestran los días 2 y 3 un aumento de 0,5° C en relación al resto.

Estas diferencias puede ser causa, pero algunas también efecto, del distinto comportamiento de la nubosidad costera. Sin dilucidar este punto, es posible insinuar un esquema de funcionamiento que se presenta a continuación.

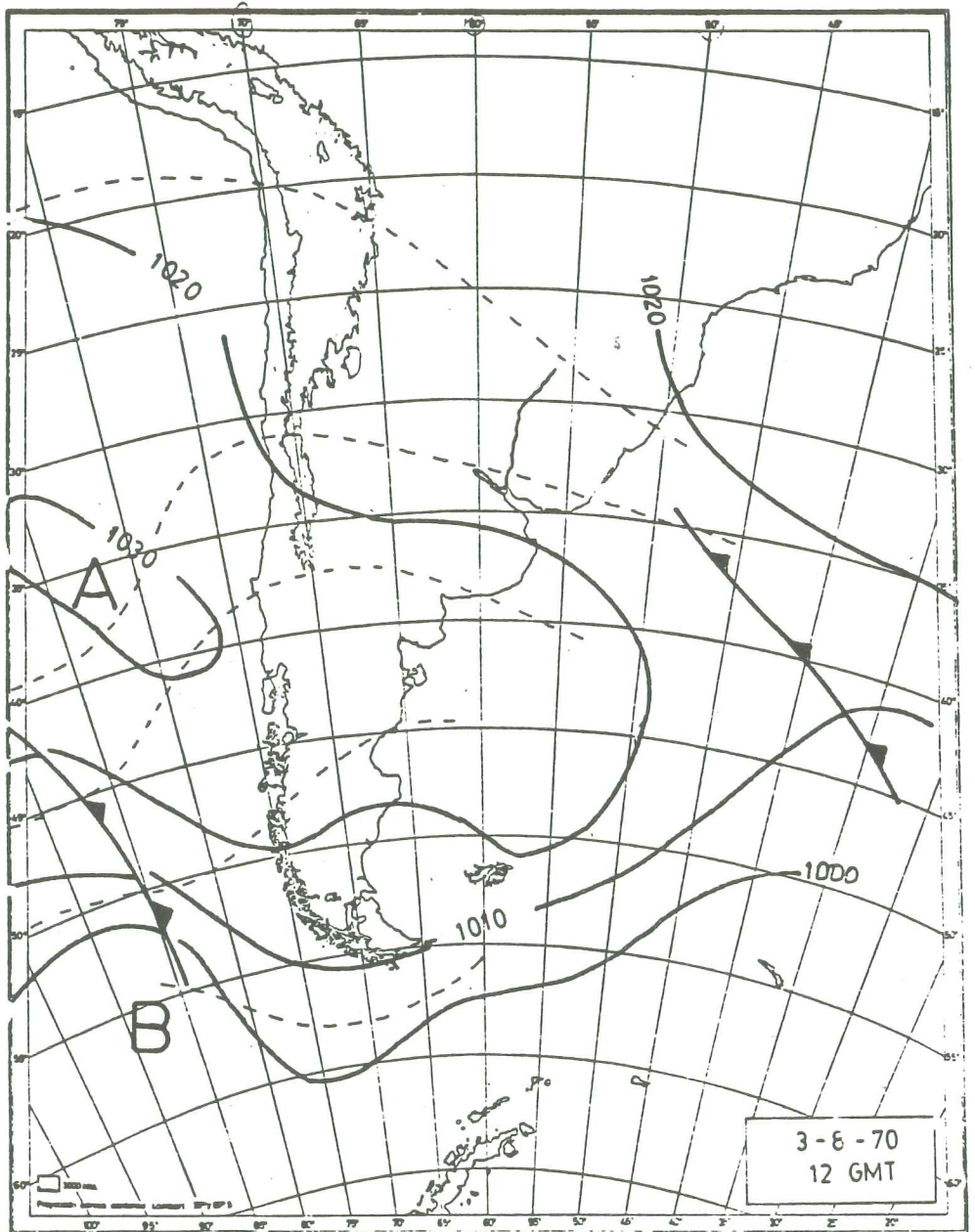


Fig. 4 Cartas sinópticas de superficie y 500 mb (líneas segmentadas) para el 3 de agosto de 1970 a las 12 GMT.

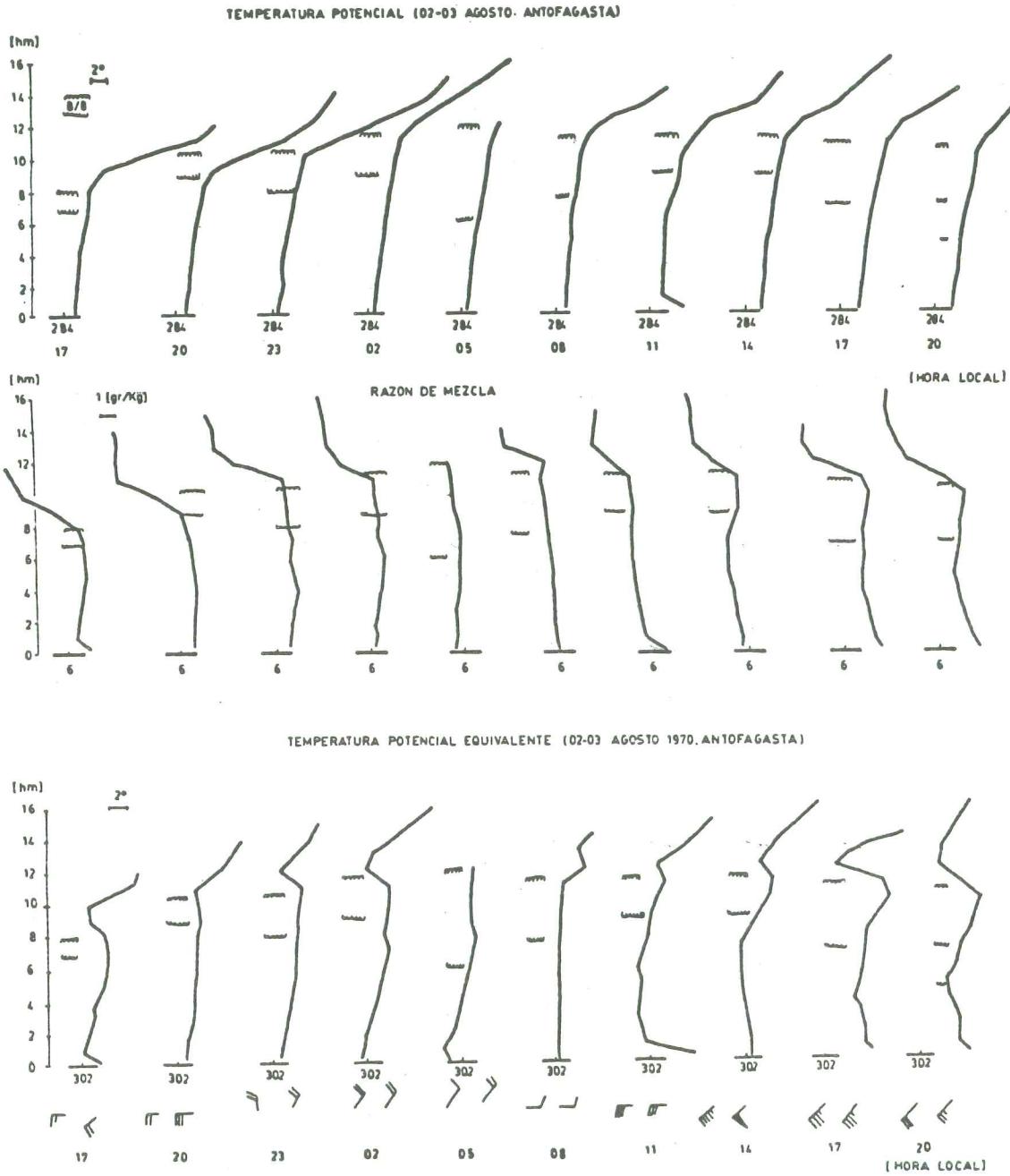


Fig. 5 Perfiles verticales de temperatura potencial, humedad específica y temperatura potencial equivalente para los días 2 y 3 de agosto de 1970 en Antofagasta. También se incluyen los vientos en superficie y la nubosidad.

5. LA NUBOSIDAD COSTERA DEL NORTE GRANDE

La capa límite del litoral del Norte Grande se encuentra sometida a un eficiente proceso de mezcla que incluye a los niveles donde normalmente se ubica la capa de estratocúmulos. De esto se deduce que la nubosidad es producto de tal mezcla y que su base se ubica en el nivel de condensación de la masa de aire que ocupa la capa límite. Cuando el espesor de ella se reduce puede suceder que su parte más alta quede por debajo del nivel de condensación y en tal caso no existirá nubosidad alguna.

El espesor de la capa límite está gobernado por dos procesos antagónicos. Por una parte, el lento descenso anticiclónico tiende a disminuirlo al acercar aire a la superficie. La subsidencia es propia de la circulación de gran escala y, como ella, varía lentamente. Por otro lado, la turbulencia propagará la influencia del substrato hacia arriba incorporando aire a la capa límite. La turbulencia puede tener un origen mecánico, cuando el viento es fuerte, o un origen térmico generado por la insolación del terreno o por el enfriamiento radiativo del tope de la capa nubosa; en ambos casos existe un ciclo diario. Puesto que los vientos más energéticos se asocian con la brisa marina, la generación mecánica se presenta durante el período diurno combiándose, en los días despejados, con el calentamiento del suelo. En el período nocturno la turbulencia es provista por el enfriamiento del tope nuboso y la evidencia observacional presentada indica que es más eficiente (por la ausencia de advecciones intensas) en cuanto a que da lugar a perfiles más homogéneos de las variables conservativas. Además, debido a que la pérdida radiativa afecta un nivel vecino a la interfase entre la atmósfera libre y el aire de la capa límite, la turbulencia es un activo agente que incorpora a ésta última aire seco y frío superior incrementando su espesor. Las consecuencias que este fenómeno implica para la nubosidad dependen de su intensidad. Cuando la incorporación es progresiva la capa nubosa puede engrosar pero si la incorporación es enérgica la debilita. Este parece ser el caso cuando se satisface el criterio de inestabilidad de Deardorff y Randall.

Debido a que el enfriamiento infrarrojo se ve reducido apreciablemente en ausencia de nubosidad, debe existir una diferencia de espesor de la capa límite entre regiones cubiertas y otras despejadas cuando en ambas domine la misma condición sinóptica.

En el proceso de disipación de la capa de estratocúmulos costeros parece ser decisiva la incorporación de aire superior. Cuando ella ocurre enérgicamente, debilita el contenido líquido de la nube al punto que el calentamiento solar posterior es capaz de completar el proceso de disipación. Si la incorporación no se da con suficiente vigor, la capa nubosa puede soportar la absorción de energía solar sin ser reducida su continuidad significativamente. Por otra parte, la incorporación enérgica de aire parece suficiente para producir quiebres de corta duración en la cobertura nocturna.

La persistencia de la capa nubosa marina en sectores alejados de la costa se puede deber a una mayor humedad absoluta indicada por las advecciones marinas, pues un aumento de 1 gr/kg implica que la base de la capa nubosa se encuentra unos 300 m más baja. Esta diferencia puede deberse a que la temperatura superficial de las aguas aumenta con la distancia a la costa. Si bien el espesor de la capa límite debe disminuir algo durante el día por efecto de la absorción de radiación solar por la nube, debe permanecer más alta que en el litoral despejado.

Al atardecer cuando el calentamiento solar declina, y con ello la brisa, el mayor espesor de aire frío y húmedo se propaga desde mar adentro hacia la costa a través de una onda de gravedad interna y restituye la nubosidad.

La ocurrencia de días en que la cobertura nubosa persiste parece asociada a un cambio en la configuración de gran escala. La forma directa en que ella opera es difícil de identificar; puede ser a través de la subsidencia modificada, o una formación nubosa superior que limite el enfriamiento infrarrojo del tope de los estratocúmulos, o alteraciones en el ciclo de brisas, etc.

6. CONCLUSIONES

El período de observaciones analizado es muy breve para permitir conclusiones. Sin embargo, durante él se encuentran rasgos que es posible explicar a través de la incorporación de aire a la capa límite, proceso que ocurre merced al enfriamiento radiativo de la nubosidad.

La inestabilidad así generada se insinúa como un proceso importante en la disipación de la nubosidad costera y para aplicar los diferentes espesores de la capa de aire marino frío que son capaces de proveer un mecanismo para la propagación de la nubosidad desde mar adentro al atardecer.

ANEXO

Criterio de inestabilidad de Randall-Deardorff

El tipo de inestabilidad que se considera es la del aire seco que se encuentra inmediatamente por encima del tope nuboso ubicado a una altura h . Sean $\Delta\theta_e$ y Δq_w las discontinuidades de temperatura potencial equivalente, θ_e , y de contenido total de agua, q_w , que ocurren a través del nivel h . Esto es, el valor al exterior de la nube menos el valor dentro de ella. El contenido total de agua se compone de la parte en forma de vapor, q , y el contenido líquido, q_1 . Sean además, w la componente vertical de la velocidad del aire y w_e la velocidad de incorporación del aire superior a la capa límite. Entonces los flujos turbulentos verticales deben ser capaces de entregar al aire incorporado las propiedades de temperatura y humedad que existen al interior de la nube:

$$\begin{aligned} \overline{(w'\theta'_e)_h} &= -w_e \Delta\theta_e \\ \overline{(w'q'_w)_h} &= -w_e \Delta q_w \end{aligned} \quad \text{A. 1}$$

La generación de turbulencia por acción de la fuerza de empuje está dada por:

$$\frac{g}{\theta_m} \overline{w'\theta'_v}$$

donde θ_v es la temperatura virtual potencial que incluye el efecto del contenido líquido:

$$\theta_v = \theta (1 + 0.61 q - q_1)$$

Cuando $\overline{(w'\theta'_v)_h} > 0$ los movimientos turbulentos en el tope nuboso son expresión de una convección libre. Usando la definición de temperatura potencial equivalente

$$\theta_e = \theta \left(1 + \frac{Lq}{c_p T}\right)$$

y la ecuación de Clausius-Clapeyron, Deardorff (1976) demostró que

$$\overline{(w'\theta'_v)_h} = \alpha \overline{w'\theta'_e} - \theta \overline{w'q'_w} \quad \text{A. 2}$$

Donde α es un factor que depende de los valores de la temperatura y humedad en la capa de mezcla, pero que tiene valores que se desvían poco de 0,5. Entonces las relaciones A1 permiten expresar A2 en la forma:

$$\overline{(w'\theta'_v)_h} = w_e (-\alpha \Delta\theta_e + \overline{\theta} \Delta q_w)$$

Puesto que la velocidad de incorporación w_e es siempre positiva la condición de inestabilidad se reduce a

$$\Delta\theta_e < \frac{\overline{\theta}}{\alpha} \Delta q_w$$

Considerando el valor negativo de q_w resulta que la relación implica una disminución de la temperatura potencial equivalente más acentuada que un cierto valor crítico. En el caso de Antofagasta, en invierno resulta $\Delta\theta_e < 0.48 \Delta q_w$ debe estar expresado en gramos por kilo. Por lo tanto, si el $\Delta\theta_e$ observado excede los 2°K el criterio es satisfecho.

REFERENCIAS

- DEARDORFF, J.W., 1976: On the entrainment rate of a stratocumulus-topped mixed layer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **102**, 563-582.
- DEARDORFF, J.W., 1980: Cloud Top Entrainment Instability. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 131-147.
- LILLY, D.K., 1968: Models of cloud-topped mixed layers under a strong inversion. *Quart. Jour. Roy. Meteor. Soc.*, **94**, 292-309.
- MANABE, S. y R.F. STRICKLER, 1964: Thermal equilibrium of the atmosphere with a convective adjustment, *J. Atm. Sci.*, **21**, 361-385.
- MINNIS, P. y E.F. HARRISON, 1984: Diurnal Variability of Regional Cloud and Clear-Sky Radiative Parameters Derived from GOESS Data, Part III, *J. Clim. App. Meteor.*, to be published.
- RANDALL, D.A., 1980: Conditional instability of the first kind upside down. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 125-130.
- SASAMORI, T., 1968: The radiative cooling calculation for application to General Circulation experiments, *J. App. Meteor.*, **7**, 721-729.
- SCHALLER, E. y H. KRAUS, 1978: Time-dependent inversions in Different Climatic Regions. *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, **51**, 230-246.
- SCHUBERT, W.H., 1976: Experiments with Lilly's cloud-topped mixed layer model. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 436-446.