



**UNIVERSIDAD DE CHILE  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA**

**CARACTERIZACIÓN OBSERVACIONAL DE LA CAPA LÍMITE MARINA  
EN ANTOFAGASTA**

**PROYECTO DE GRADO PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN  
METEOROLOGÍA Y CLIMATOLOGÍA**

**ROSA CAROLINA ZAMORA AGUIRRE**

**PROFESOR GUÍA:  
RICARDO MUÑOZ MAGNINO**

**PROFESOR CO-GUÍA:  
JOSÉ RUTLLANT COSTA**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
LAURA GALLARDO KLENNER  
JUAN QUINTANA ARENA**

**SANTIAGO DE CHILE  
NOVIEMBRE 2010**

## Resumen

Antofagasta (23.4° S, 70.4° W) se encuentra ubicada en uno de los bordes de la zona de estratocúmulos (Sc) del sector Este del Anticiclón del Pacífico Sur. Esta cubierta de nubes tiene un gran efecto sobre el sistema climático, afectando el balance radiativo del planeta. Existen distintos estudios en esta zona que han caracterizado y buscado mecanismos que puedan explicar las variaciones en la Capa Límite (CL) de Antofagasta. Sin embargo, muchos de éstos estudian las variables por separado y en distintos periodos de tiempo. En este trabajo se intenta hacer un análisis más integral que relacione la variabilidad de superficie, la inversión de subsidencia y la nubosidad en la zona.

Para que esta caracterización fuera lo más consistente posible, se generó una base de datos validada de radiosondeos para Antofagasta entre los años 1957 y 2008. Con esta base de datos, además de las observaciones de superficie realizadas por la Dirección Meteorológica de Chile en el aeropuerto de Cerro Moreno, se definieron parámetros que describen la CL en la zona.

Se comenzó con la identificación de la inversión de subsidencia, principalmente de la base de ésta ( $Z_b$ ), que se consideró como el tope de la CL. Esta altura se concentra entre los 700 y 1200 metros sobre el nivel de mar (msnm). El ciclo diario de  $Z_b$  es más marcado en la estación de primavera, en la cual presenta una menor altura en la tarde (00Z) en comparación a la mañana (12Z), posiblemente, debido en parte al aumento en la tarde de la divergencia del flujo zonal sobre la inversión, lo que aumentaría la subsidencia y se sumaría al descenso de gran escala. El ciclo anual de  $Z_b$  mostró que las menores alturas se encuentran en invierno y primavera con promedios alrededor de 850 msnm, mientras que las mayores alturas medias se concentran en verano, con medias alrededor de 1100 msnm. La nubosidad, caracterizada a partir del techo nuboso, tiene una ocurrencia más frecuente en la primavera y durante las noches. Las variables termodinámicas promediadas en la CL muestran un pronunciado ciclo estacional caracterizado por menor temperatura potencial, mayor humedad relativa (HR) y menor razón de mezcla ( $q$ ) en el periodo invierno-primavera.

Luego de la caracterización general de algunos parámetros de la CL, se identificaron las diferencias entre tener noches con y sin nubes. Para las variables de superficie las principales diferencias fueron: un descenso mayor de la temperatura y por consiguiente una mayor HR en el caso de noches sin nubes, debido principalmente a un mayor enfriamiento radiativo. Como consecuencia de lo anterior, el nivel de condensación por ascenso resulta más bajo en el caso de las noches despejadas. La altura de la base de la inversión no muestra una diferencia importante bajo las dos condiciones de nubosidad nocturna en verano; no así en primavera, donde esta altura es menor en el caso de noches despejadas. Sólo en primavera la razón de mezcla con noches nubladas es prácticamente constante con la altura dentro de la CL lo que indicaría una buena mezcla. La componente zonal del viento no presenta diferencias importantes bajo los 1500 m para ambas estaciones ni condiciones nubosas. En cambio, la componente meridional del viento bajo los 1000 m presenta en primavera viento del sur más intenso en el caso despejado. En verano no se observaron cambios entre ambas condiciones nubosas.

Los resultados más destacados del análisis de las series temporales son una tendencia al descenso de la base y del tope de la inversión, así como de la altura del techo nuboso, de 16, 22 y 84 m/década, respectivamente. Estos resultados sugieren que el espesor de los estratocúmulos puede haber aumentado en los últimos años. Las inversiones superficiales han ido aumentando su frecuencia a lo largo del tiempo, lo que podría tener una relación con una disminución de la cobertura nubosa.

## **Agradecimientos**

Dedico este trabajo a mis padres, Rosa y Luis y mis hermanas, Daniela, Gabriela y Bárbara, por el apoyo y cariño incondicional durante estos años en los buenos y no tan buenos momentos, gracias por todo.

Gracias a mis amigos que me han acompañado desde hace mucho tiempo y a los que han estado conmigo estos últimos años, por la confianza, cariño y apoyo que me han entregado en el plano personal y académico

Agradezco a todas las personas que forman parte del departamento de geofísica, en especial a mi profesor guía, Ricardo Muñoz, por la comprensión, paciencia, disposición y confianza conmigo durante el desarrollo de este trabajo. Al profesor Rutllant por las correcciones y consejos y a Laura Gallardo por la comprensión y apoyo durante este proceso.

Por último agradezco a los miembros de la comisión por las correcciones hechas a este trabajo y al financiamiento otorgado por los proyectos Conicyt ACT -19 y Fondecyt 1090491.

## Índice

Resumen .....	<b>¡Error! Marcador no definido.</b>
Agradecimientos .....	3
1. Presentación.....	6
1.1. Introducción .....	6
1.2. Objetivos.....	8
1.2.1. Objetivo general .....	8
1.2.2. Objetivos específicos .....	8
1.3. Zona de estudio .....	8
1.4. Revisión bibliográfica.....	9
1.4.1. Descripción de una capa límite marina .....	9
1.4.2. Variabilidad en distintas escalas.....	12
1.4.3. Identificación de la inversión de temperatura.....	16
1.4.4. Base de datos .....	18
2. Formación de la base de datos .....	20
2.1. Fuentes de datos .....	20
2.1.1. Radiosondeos.....	20
2.1.2. Datos meteorológicos de superficie .....	24
2.1.3. Temperatura superficial del mar .....	26
2.2. Formación de la base de datos de radiosondeos.....	26
2.2.1. Caracterización de las bases de datos disponibles .....	26
2.2.1.1. Indicadores de calidad.....	27
2.2.1.2. Problemas comunes de calidad.....	30
2.2.1.3. Descriptores de calidad .....	36
2.2.2. Criterios de selección de base de datos final .....	38
2.2.3. Descripción de la base de datos final.....	39
2.3. Definición de parámetros.....	42
2.3.1. Algoritmo de identificación de la inversión de subsidencia.....	42
2.3.2. Otros parámetros.....	45
3. Caracterización básica de la Capa Límite.....	46
3.1. Estructura promedio .....	46

3.2. Inversión de subsidencia.....	48
3.2.1. Altura de la base .....	48
3.2.2. Otros parámetros de la inversión de subsidencia.....	54
3.3. Inversión superficial .....	59
3.4. Humedad en la CL.....	61
3.5. Temperatura potencial en la CL.....	64
3.6. Viento en la CL .....	65
3.7. Observaciones de superficie.....	68
3.7.1 Variables meteorológicas .....	68
3.7.2 Nubosidad baja .....	70
3.7.3 Temperatura superficial del mar.....	74
4. Variabilidad de la CL .....	76
4.1. Comparación de la CL para noches nubladas y despejadas.....	76
4.1.1. Variables de superficie.....	77
4.1.2. Perfiles verticales.....	80
4.2. Tendencias de largo plazo.....	88
4.2.1. Inversión de subsidencia .....	88
4.2.2. Propiedades de la CL .....	93
4.2.3. Variables de superficie.....	99
4.2.4. Nubosidad .....	103
5. Discusión y conclusiones .....	108
5.1. Formación de base de datos .....	108
5.2. Estructura vertical promedio.....	109
5.3. Ciclo diario .....	111
5.4. Ciclo anual .....	113
5.5. Tendencias .....	116
Bibliografía.....	119

## **1. Presentación**

### **1.1. Introducción**

La capa límite marina (CLM) en Antofagasta (23.4° S, 70.4° W) está limitada por una inversión térmica, producto de la fuerte subsidencia en la zona, que se genera por encontrarse en el dominio casi permanente del sector Suroriental del Anticiclón del Pacífico Sur y por el fuerte contraste térmico entre el mar y el continente (Rutllant et al., 1998).

En la parte superior de esta capa límite se forma frecuentemente una capa de estratocúmulos (Sc). Esta cubierta nubosa ha sido de mucho interés en los últimos años, por el fuerte efecto que tiene sobre el sistema climático, cambiando por ejemplo los flujos radiativos (Klein y Hartmann, 1993).

Esta cubierta nubosa puede estar controlada por variables como el viento, humedad específica y temperatura, las que muestran ciclos diarios significativos en la troposfera baja en Antofagasta, revelando la influencia del ciclo diario de la insolación sobre la vertiente andina occidental (Rutllant et al., 2003).

La altura de la capa de inversión térmica en Antofagasta, bajo la cual se forma la capa de Sc, ha ido decreciendo en las recientes décadas. Específicamente, tendencias negativas del orden de los 40 m/década y 15 m/década se encontraron para el tope y la base de la inversión respectivamente, durante el verano austral en el periodo 1977-2004 (Boisier y Aceituno, 2006). Para otras estaciones del año los cambios encontrados fueron más pequeños. Por debajo de la inversión térmica, la altura de la base de los Sc muestra también un importante y progresivo descenso durante las últimas dos décadas en Antofagasta, el cual coincide con una disminución de cobertura de Sc (Berríos, 2008). Los resultados anteriores son consistentes con el descenso de la base de la cubierta nubosa que han derivado en un aumento en las restricciones de vuelo en los aeropuertos de la costa norte de Chile debido a un techo de nubes más bajo (J. Quintana y J. Carrasco, Dirección Meteorológica de Chile, comunicación personal).

Por otra parte, las temperaturas del aire entre 1979 y el 2006 en la zona de Antofagasta, han mostrado una tendencia de enfriamiento en las últimas décadas desde la superficie hasta aproximadamente los 1000 m, con un máximo de descenso en los 600 m. Por sobre los 1000 m la tendencia es de calentamiento. Al mismo tiempo, la temperatura superficial del mar (TSM) muestra una tendencia de enfriamiento que se extiende hasta los 500 m de profundidad, más

abajo incluso de la capa de mezcla marina, la que llega a una profundidad aproximada de 50 m (Falvey y Garreaud, 2009).

Otras variables y escalas temporales (estacional, intraestacional, sinóptica, etc.) han sido de interés para otros autores, ya que también muestran una variabilidad importante de algunos parámetros dentro de la CLM en la zona suroriental del Pacífico Sur, algunos de ellos concentrándose en la zona de Antofagasta. (Rutllant y Ulriksen, 1979; Klein y Hartmann, 1993; Rutllant, 1994; Rozendaal et al., 1995; Klein, 1997; Garreaud y Muñoz, 2005).

El presente estudio espera entregar una caracterización, a partir de observaciones de perfiles verticales y datos de superficie, de la capa límite (CL) en Antofagasta, la cual se comporta en general como una CLM. Sin embargo, es importante mencionar que ella exhibe también algunas características de una capa límite terrestre al encontrarse sobre el continente (por ejemplo, desarrollo de inversiones superficiales nocturnas que se observan en los perfiles de las 12Z). Teniendo en cuenta lo anterior, se debe decir que para la caracterización y estudio de la variabilidad de la CL en la zona, se usaron principalmente los radiosondeos de las 12Z, los que tienen un periodo más extenso de registro, sin embargo los perfiles de las 00Z representarían mejor el comportamiento de la CLM, pero lamentablemente desde 1987 no se hicieron más lanzamientos a esta hora en la zona.

A diferencia de los estudios mencionados anteriormente que se han realizados en Antofagasta, el presente intentó hacer una caracterización y análisis de la variabilidad más amplio de algunas de los parámetros de la CL, a través de un periodo extenso de datos más robustos. De esta manera es posible intentar analizar en conjunto relaciones entre ellas y poder intentar proponer algunos mecanismos o verificar algunos ya propuestos.

El trabajo se divide en 5 capítulos que corresponden a: una revisión bibliográfica sobre la CLM y su variabilidad temporal, en especial frente a Antofagasta; la descripción de la construcción de la base de datos de radiosondeos usada en el presente estudio; la caracterización y análisis de la variabilidad de esta CL en Antofagasta observada en los radiosondeos y datos de superficie de Cerro Moreno (Aeropuerto internacional de Antofagasta); un capítulo que se divide en dos secciones, una en la que se realiza un análisis de las variables frente a condiciones con cielos nublados y despejados, y otra que estudia las tendencias de las variables medias; y por último, discusión y conclusiones.

## **1.2. Objetivos**

### **1.2.1. Objetivo general**

- Caracterizar la variabilidad de la CL en Antofagasta en distintas escalas de tiempo y proponer algunos mecanismos asociados a estas variaciones.

### **1.2.2. Objetivos específicos**

- Generar una base de datos validada de radiosondeos para Antofagasta entre el año 1957 y 2008, a las 12Z y 00Z.
- Definición de parámetros para la descripción de la CL en Antofagasta.
- Caracterización de la variabilidad de la CL y de las relaciones entre los parámetros que la describen.

## **1.3. Zona de estudio**

Antofagasta se encuentra ubicada en el borde costero de la zona norte de Chile, en torno a los 23° S y 74° W, presentando un clima desértico con nublados abundantes (Fuenzalida, 1971).

El clima en la región está principalmente influenciado por el sector Suroriental del Anticiclón del Pacífico Sur (Fig. 1.1a), por la presencia de la Cordillera de Los Andes que aísla esta región de las masas de aire continental cálidas y húmedas provenientes de la cuenca amazónica, y por el efecto estabilizador del océano adyacente relativamente frío (Fuenzalida y Rutllant, 1989). Una marcada inversión de temperatura separa la capa límite mezclada y húmeda de la subsidencia de aire seco superior. Nubes estratiformes en el tope de la capa límite se extienden con gran frecuencia sobre la región oceánica al oeste de Perú y Chile (Fig. 1.1b).



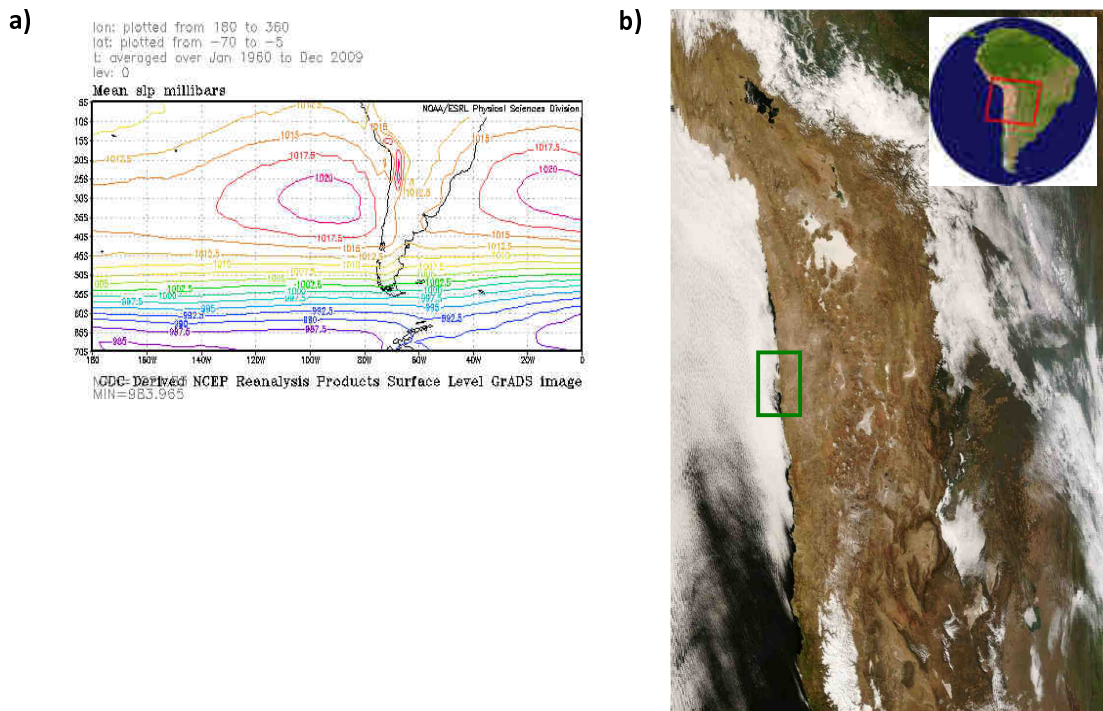


Figura 1.1. (a) Compuesto de la presión a nivel del mar para el periodo 1960 – 2009 a partir de los datos del reanálisis NCEP-NCAR. (b) Ejemplo de imagen MODIS de la cubierta de estratocúmulos en la costa norte de Chile el 21-08-2008 a las 14:40 UTC (<http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov/>). Cuadro verde indica la ubicación Antofagasta.

## 1.4. Revisión bibliográfica

### 1.4.1. Descripción de una capa límite marina

En una capa límite marina (CLM) con  $Sc$  en su tope, la capa de nubes está generalmente acoplada por mezcla turbulenta. En esas condiciones la temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ) y la razón de mezcla total de agua ( $r_T$ ) son prácticamente constantes con la altura, mientras que la temperatura potencial virtual sigue la adiabática húmeda dentro de la capa de nubes, y el agua líquida por encima de la base de la nube aumenta en forma aproximadamente lineal con la altura como es de esperar si no hay precipitaciones. El tope de la nube frecuentemente tiene menos

agua líquida que la esperada adiabáticamente, debido al *entrainment*<sup>1</sup> de aire seco desde encima (Stull, 1988). Lo anterior se ilustra en la figura 1.2.

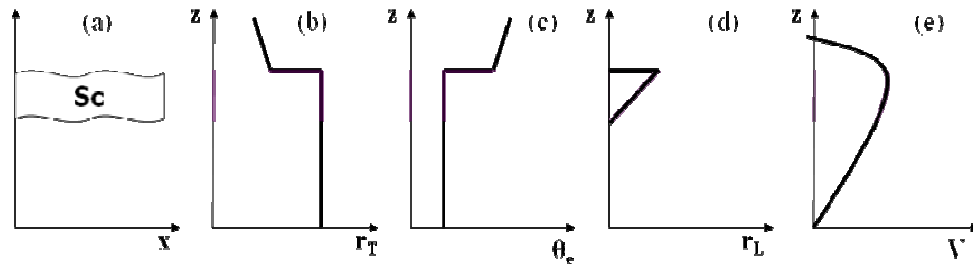


Figura 1.2. Perfiles idealizados de variables medias dentro de la capa mezclada con Sc en el tope. a) Ubicación de nubes; b) Razón de mezcla de agua total; c) Temperatura potencial equivalente; d) Razón de mezcla de agua líquida; e) Velocidad del viento (Figura modificada desde Stull, 1988).

Stull (1988) también describe los procesos que pueden generar la turbulencia requerida para mantener buena mezcla en la CLM, como también procesos de desacoplamiento de estas capas, los que se mencionan a continuación:

#### Procesos de mezcla

- Convección libre en la superficie.
- Advección diferencial de aire frío.
- Turbulencia mecánica generada por cizalle del viento.
- Enfriamiento radiativo en el tope de la nube.
- Calentamiento radiativo en la base de la nube.

La mayoría de estos son procesos, con excepción de la convección libre, pueden existir en ausencia de fuerte calentamiento solar de la tierra, asumiendo que los Sc hacen “sombra” a la superficie y atenúan la radiación solar entrante.

#### Procesos de desacoplamiento

<sup>1</sup> Proceso por el cual el fluido turbulento dentro de una capa mezclada incorpora fluido adyacente que no es turbulento o mucho menos turbulento (Glickman, 2000). Se usará la palabra en inglés.

Una capa de mezcla acoplada puede ser desacoplada después de la salida del sol cuando hay suficiente calentamiento en el tope de la nube. Puede desacoplarse si este calentamiento es suficiente, y puede reacoplarse cerca de la puesta de sol. Otro mecanismo que también puede ser causa de desacoplamiento es el entrainment, por el cual aire relativamente más cálido y seco es incorporado en el tope de la CLM, estabilizando el perfil de temperatura en su interior.

La presencia de una capa de nubes tiende a fortalecer la capa de inversión, a través de su impacto sobre el balance de radiación de capas subyacentes. Este fortalecimiento, a su vez, reduce el entrainment de aire seco a la capa con nubes, y, de este modo, contribuye a mantener la cubierta de nubes (Wallace y Hobbs, 2006).

Garratt (1994) diferencia la capa límite marina y la capa límite atmosférica continental de la siguiente manera:

- El aire es usualmente más húmedo sobre los océanos que sobre la tierra, con una HR típica de 75-100% en el primer caso.
- El ciclo diurno en la CLM tiende a ser más débil (aunque no despreciable), debido a que el flujo de energía solar incidente en superficie se distribuye sobre una considerable profundidad (10 - 100 m de agua). Además de factores como la gran capacidad calórica del agua, la mezcla por el viento y las corrientes oceánicas.
- Las diferencias de temperatura entre el aire y el océano en la CLM tienden a ser pequeñas, excepto cerca de la costa. El aire tiende a ser entre 0 y 2 °K más frío que el agua. Esto es porque el aire de la capa límite es usualmente enfriado radiativamente y parte de este calor perdido es compensado por el flujo de calor sensible desde la superficie del océano.
- Por encima del 95% de las CLM contienen nubes. Las únicas excepciones son cerca de las costas, donde el aire continental caliente y seco es advectado sobre el océano más frío.

Las capas límites con Sc en el tope se encuentran típicamente en regímenes anticiclónicos, sobre océanos subtropicales y de latitudes medias. Son mantenidas en gran parte por el enfriamiento radiativo en el tope de las nubes, y, en segundo lugar, por advección fría en superficie. Estas capas límites pueden incluir además cúmulos (Cu) (Garratt, 1994).

## **1.4.2. Variabilidad en distintas escalas**

### **a. Ciclos diarios**

Importante dentro de la capa límite marina es la base de la inversión térmica, bajo la cual se forma la nubosidad característica de ésta. A partir de los resultados obtenidos del experimento DICLIMA realizado en la zona de Antofagasta, Rutllant et al. (1998) describen que a pesar de observarse una tendencia al descenso de la base de la inversión en la tarde, existe una alta dispersión en torno a la media, que podría explicarse por el hecho de que la posición de la inversión térmica resulta de la interacción de procesos de ciclo diario bajo y sobre ella. Así, bajo la inversión de subsidencia, la capa límite tiende a expandirse durante el día, particularmente después de mediodía, cuando se intensifican los vientos del SW. En el mismo periodo, la divergencia de la componente zonal del flujo sobre la inversión tendería a hacerla descender. Estos procesos contrapuestos cambiarían de signo durante la noche. Además, por la gran estabilidad estática de la atmósfera en el seno de la capa de inversión térmica, ondas de gravedad pueden producir oscilaciones rápidas e intercambio vertical de aire a través de ella.

Entre el periodo 1958 y 1985, Rutllant (1994) encontró que la altura de la base de la inversión en Antofagasta a las 12 Z es más alta que a las 00Z en primavera y verano. Por otra parte, el promedio de las diferencias de temperatura entre el tope y la base de inversión (intensidad de la inversión) es en promedio 1°C mayor a las 12Z que al compararlo con las 00Z, esto probablemente debido a que la temperatura decrece en la base de la inversión en la noche y en la mañana debido al enfriamiento radiativo en el tope de la capa de Sc. Este efecto presumiblemente sobre compensaría el calentamiento observado en las tardes en el tope de la inversión. La mayor diferencia de intensidad de inversión entre la mañana y la tarde ocurre en primavera.

La altura de la base de los Sc en Antofagasta muestra un ciclo diario con valores mínimos en la madrugada y en la mañana (600 – 700 m) y máximos durante la tarde (800 m) (Berrios, 2008). La máxima cobertura de nubes bajas ocurre temprano en la mañana en casi todas las regiones oceánicas, consistente con el ciclo diario de radiación solar (Turton y Nicholls, 1987; Rozendaal et al., 1995). El atlas de nubes también muestra máxima cobertura de nubes bajas temprano en la mañana en las regiones orientales de los océanos (Rozendaal et al., 1995). Esto se comprueba en el estudio de Berríos (2008) donde, en Antofagasta, la cobertura de

esta nubosidad muestra un ciclo diario bien definido con valores máximos en la madrugada y mañana y valores mínimos en la tarde.

Haciendo una comparación con lo que ocurre en ambos hemisferios, se encontró que la máxima fracción de nubes bajas en la región de estratos del Anticiclón Subtropical del Pacífico ocurre más tarde en la mañana en el Hemisferio Sur que en el Hemisferio Norte para todas las estaciones, pero especialmente en primavera y verano (Rozendaal et al., 1995). El máximo desfase de las nubes bajas (máximo) y las mayores amplitudes en el ciclo diario de las nubes bajas en las regiones estratiformes del Anticiclón Subtropical del Pacífico oriental ocurren durante la primavera y verano del Hemisferio Sur. Esto puede reflejar la influencia del ciclo diario de gran escala en la divergencia-convergencia superpuesta sobre el ciclo del calentamiento solar que domina el ciclo de nubes bajas en la mayoría de las regiones oceánicas (Rozendaal et al., 1995).

#### **b. Variabilidad sinóptica**

La variabilidad sinóptica de la capa límite marina tiene como principal protagonista la inversión térmica de subsidencia. En el experimento DICLIMA (Rutllant et al., 1998) se comenta que la variabilidad interdiaria de la subsidencia costera se reflejó en oscilaciones de la inversión térmica presentes en todas las campañas de medición, con rasgos similares a los que caracterizan el paso de depresiones costeras por Chile central (Rutllant et al., 1998). El aumento en la subsidencia calentaría y secaría el aire (Klein, 1997).

Un aumento en la cantidad de nubes bajas puede ser asociado con un aumento de la advección fría, de la estabilidad de la troposfera baja (LTS) y de la humedad relativa debajo de la inversión (Klein, 1997), así como también con el aumento de la nubosidad en la región corriente debajo de la corriente en chorro a lo largo de la costa (Garreaud y Muñoz, 2005).

#### **c. Variación estacional**

Rutllant y Ulriksen (1979) encontraron que en Antofagasta la altura de la base de la inversión tiene los mayores valores en febrero y los menores en mayo. En un estudio posterior de Rutllant (1994) en Antofagasta, se encontraron resultados similares, en donde la mínima altura de la base de la inversión se encuentra aproximadamente a los 850 m en otoño e invierno, mientras que máximas altura son observadas en verano, con valores ligeramente por encima de los 1000 m.

En cuanto a la diferencia de temperaturas entre el tope y la base la inversión, la mayor ocurre en invierno y primavera, mientras la menor ocurre en verano (Rutllant, 1994).

En la región del Pacífico Sureste, la máxima cantidad de nubes bajas ocurre en los meses de Septiembre, Octubre y Noviembre con casi un 72%, y el mínimo ocurre en Diciembre, Enero y Febrero con un 42% (Klein y Hartmann, 1993). En Antofagasta se puede ver este mismo comportamiento de la nubosidad, con una mayor cobertura durante el invierno y primavera y una menor cobertura durante el verano, con una mayor altura de los Sc en verano y menor durante el invierno (Berríos, 2008).

Como responsable de esta variabilidad se menciona nuevamente a la estabilidad de la troposfera baja en un trabajo realizado por Klein y Hartmann (1993), en donde observan que la mínima temperatura superficial del mar (TSM) ocurre en Septiembre y Octubre con casi 18°C, y dado que en 700 hPa las temperaturas varían dentro de un pequeño rango, las variaciones de estabilidad son dominadas por cambios en la TSM, produciéndose la máxima estabilidad durante los meses de SON.

Siguiendo con lo mismo, en todas las regiones de estratos la estación de mayor cantidad de nubes de este tipo coincide con la estación de mayor estabilidad de la troposfera baja (LTS). Esto refleja la preferencia de los St para formarse bajo una inversión bien definida (Klein y Hartmann, 1993).

Otro indicador que se asocia a la ocurrencia de nubes bajas es el estimador de la intensidad de la inversión (EIS), el cual podría estar mejor correlacionado con la nubosidad que la LTS (Wood y Hartmann, 2006). Se demostró que la correlación entre la cantidad media de nubes bajas y el EIS es considerablemente más alta que con la LTS, especialmente en regiones de latitudes medias de St marinos radiativamente importantes. Además, se sugiere que la mayoría de la variabilidad se ve influida por la circulación general y su interacción con la turbulencia de capa límite, en lugar de ser un producto sólo de procesos locales de la capa límite turbulenta (Rozendaal y Rossow, 2002).

Como consecuencia de la estacionalidad de la nubosidad en la zona de Sc la máxima TSM y mínimo albedo ocurren en Febrero-Marzo, al contrario de lo que ocurre en Septiembre (Oreopoulos y Davies, 1993).

#### **d. Tendencias**

Evidencias en otros estudios muestran que, en general, la altura de la capa de inversión en Antofagasta ha ido disminuyendo en las últimas décadas. Específicamente, tendencias negativas del orden de los 40 metros y 15 metros cada 10 años se obtuvieron para el tope y la base de la capa de inversión, respectivamente, durante el verano austral en el periodo 1977-2004 (Boisier y Aceituno, 2006). Pequeños cambios fueron detectados para otras estaciones del año. Asociado a esto, Berríos (2008) muestra que las tendencias de cobertura y altura de la nubosidad también son negativas en Antofagasta, concordando con lo obtenido en DICLIMA (Rutllant et al., 1998), en donde la nubosidad observada a las 2 p.m. sobre Antofagasta disminuye alrededor de 1976, lo cual se asocia a un rápido incremento del viento Sur en 1,5 m/s. Esto, junto con los cambios de humedad opuestos a través de la inversión que anteceden a los del viento, sugiere que en la década de los setenta empiezan debilitamientos esporádicos de la inversión de subsidencia que permiten un transporte de vapor de agua desde la CL en Antofagasta hacia estratos inmediatamente superiores, lo que posteriormente debilita la persistencia de la cobertura nubosa, dando origen a vientos más energéticos a la hora de mayor insolación (Rutllant et al., 1998).

Consistente con la evolución de la temperatura del aire en superficie en el norte de Chile durante las recientes décadas, la temperatura sobre Antofagasta muestra una tendencia negativa en la capa límite desde mediados de los setenta, en contraste con una tendencia positiva en niveles sobre la capa de inversión, alrededor de 400 hPa. Una tendencia negativa significativa caracteriza el régimen de temperatura en la troposfera superior y en la estratosfera baja en el mismo periodo (Boisier y Aceituno, 2006). En otro estudio, Falvey y Garreaud (2009), a partir de observaciones de radiosondeos y datos de superficie en Antofagasta, muestran un enfriamiento cerca de la superficie, con un máximo en los 600 metros (-0.43°/década). Por encima de este nivel las tendencias aumentan rápidamente, con un máximo de calentamiento en los 1300 metros, donde las tasas de calentamiento son de +0.5°/década. Por encima, las tendencias de calentamiento decrecen lentamente, pero permanecen positivas en toda la columna de aire sobre Antofagasta. El calentamiento superficial se concentró en las temperaturas mínimas, cuyos valores se incrementan entre 1,2 y 1,5 °C (Rutllant et al., 1998).

La TSM en la costa chilena, según lo encontrado por Rutllant et al., (1998), presentó un calentamiento brusco a fines de 1976, la magnitud de este calentamiento decrece de 0.9 a 0.5°C entre las latitudes 19°S y 40°S. Este calentamiento se refleja en la temperatura del aire de la capa

límite atmosférica en Antofagasta Falvey y Garreaud (2009) encontraron, por otra parte, que la TSM ha tenido una tendencia de enfriamiento en el periodo 1979-2006, la cual se extiende hasta los 500 m de profundidad.

También se observa que desde comienzo de los setenta hasta 1994 existe una disminución de la humedad del aire en la CL sobre Antofagasta con un aumento por encima de la inversión de subsidencia que al nivel de 850 hPa alcanza a  $1\text{g kg}^{-1}$  (Rutllant et al., 1998).

### **1.4.3. Identificación de la inversión de temperatura**

Como se mencionó anteriormente, un importante elemento dentro de la CLM es la inversión de temperatura, donde la base de ésta podría definir el tope de la capa límite y el tope de la nubosidad. Se han utilizado diferentes métodos para la obtención de la capa de inversión térmica en diferentes estudios, centrándose en distintos factores para su determinación. Algunos métodos de selección se presentan a continuación.

El criterio utilizado por Cao et al., (2006) para determinar la capa de inversión en la zona de los alisios en Hawaii, se basa en lo siguiente:

- La altura de la inversión se restringe a un rango entre los 950 y 600 hPa, excluyendo de esta forma las inversiones producidas por mecanismos distintos, como por ejemplo, las inversiones radiativas.
- Es identificada como una capa con un gradiente de temperatura positivo y un descenso de la humedad relativa (HR) con la altura.
- Se eliminan capas superadiabáticas, suponiendo que son productos de errores en las mediciones, según el método de Grindinger (1992).
- Para capas con inversiones múltiples, se selecciona la capa con mayor descenso de HR con la altura.
- El tope de la inversión es identificado como el nivel donde la temperatura comienza a decrecer con la altura.

Morgan et al., (1977) en un estudio sobre la climatología de la inversión en California, se basa en el esquema desarrollado por Holzwoth (1974 a y b), el cual define la inversión de la siguiente forma:



- Define una “base efectiva” como la inversión más baja entre la superficie y los 3000 metros.
- Define un “tope efectivo” como la más baja ocurrencia de una máxima temperatura encima de la base de la inversión.
- Las capas isotermales son tratadas como inversiones.

El criterio anterior se modificó para San José, California, de la siguiente manera (Morgan, 1977):

- Datos sobre 850 hPa son ignorados ya que inversiones en el lugar de estudio en general son más bajas.
- Sondeos en donde la temperatura máxima está en el tope de los datos son ignorados.

Kassomenos (2005) se basa en el siguiente criterio para obtener la capa de inversión en Grecia:

- La variación del punto de rocío con la altura se usó como indicador del origen de la inversión. Inversiones de subsidencia presentan un gradual descenso de Td con la altura.
- Dividió la atmósfera en capas de 50 hPa, bajo los 500 hPa, calculando los parámetros de la inversión dentro de estas capas.
- Capas isotermales fueron excluidas.
- Capas con inversiones múltiples fueron fusionadas.
- Las inversiones fueron agrupadas de acuerdo al nivel de presión de su base.

Rutllant y Sippa (1971) utilizaron el criterio basado en Gutnick (1958):

- Decrecimiento de la humedad relativa con la altura debe exceder o a lo sumo igualar un 10%.
- El cambio de temperatura con la altura en el seno de la capa debe exceder  $-0.5^{\circ}\text{C}$ .
- La altura de la base de la capa debe exceder los 0.3 km.

#### 1.4.4. Base de datos

Es importante tener una base de datos validada para obtener resultados fidedignos dentro de distintos estudios. Los radiosondeos presentan distintos problemas, que se acentúan cuando se cuenta con un gran número de ellos para ser analizados. Lo realizado dentro de la base de datos IGRA (Integrated Global Radiosonde Archive, Durre (2005)) es un ejemplo de cómo se pueden eliminar algunos errores, para luego contar con una base de datos consistente.

El sistema de calidad de IGRA consiste en una serie de algoritmos especializados que son aplicados sucesivamente. La garantía de calidad para los sondeos depende principalmente de consistencia, relaciones físicas básicas y/o métodos estadísticos (Durre, 2005).

De acuerdo a Durre (2005) los procedimientos de aseguramiento de calidad de datos en IGRA pueden ser agrupados dentro de 7 categorías generales:

- *Comprobación de la sensatez fundamental de los datos:* Se usan dos chequeos. Primero se determina si la fecha, hora de observación, tiempo de lanzamiento y valores de las variables están dentro de ciertos límites, y, segundo, se identifican casos en que dos o más niveles tienen igual valor de presión o altura.
- *Control de la elevación de superficie:* Observaciones de superficie a menudo se incluyen como nivel de superficie. La exactitud y consistencia de estas alturas puede tener errores, por lo que es necesario desarrollar procedimientos para la eliminación de los errores graves.
- *Control de la consistencia interna:* Casos de incompatibilidad física entre las distintas variables o entre los valores de una variable en diferentes niveles.
- *Controles climatológicos:* Elimina valores de altura geopotencial, presión y temperatura que se desvían en más de un cierto número de desviaciones estándar de sus respectivas medias a largo plazo.
- *Control adicional sobre la temperatura:* Inspección de varias series de tiempo reveló que el chequeo climatológico no es capaz de remover satisfactoriamente los valores atípicos, por lo que se vuelve a hacer un chequeo sobre éstos.

- *Control para los datos completos:* El proceso de control de calidad también se asegura de que los datos cumplan con ciertos requisitos mínimos de completitud, existiendo una cantidad de sondeos mínima por periodo de tiempo.

## **2. Formación de la base de datos**

### **2.1. Fuentes de datos**

#### **2.1.1. Radiosondeos**

La única institución responsable de los radiosondeos que son lanzados operacionalmente en el país es la Dirección Meteorológica de Chile, la cual no mantiene digitalizados estos datos, lo que ha llevado a distintas instituciones a almacenar y confeccionar distintas bases de datos que recopilan esta información.

Los radiosondeos originales que se utilizaron para la formación de la base de datos consolidada para Antofagasta se obtuvieron de tres fuentes distintas, las cuales se describen de forma general en esta sección. Cada base de datos será referida en lo que sigue mediante una sigla particular (DGF, IGRA, WYO).

**DGF:** Base de datos perteneciente al Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile. Se adquirió en el año 1987, aproximadamente, desde la base de datos de radiosondeos de la NOAA (J. Rutllant, comunicación personal). Posee datos desde 1957 a 1986 para observaciones a las 12Z y 00Z. Durante este periodo los datos originales eran enviados por la Dirección Meteorológica de Chile directamente a la NOAA para su control de calidad y almacenamiento. Los radiosondeos y los equipos de recepción eran provistos por dicha institución.

La disponibilidad de datos en el periodo no es uniforme en cantidad de sondeos, variando mensual y anualmente, como se muestra en la figura 2.1.

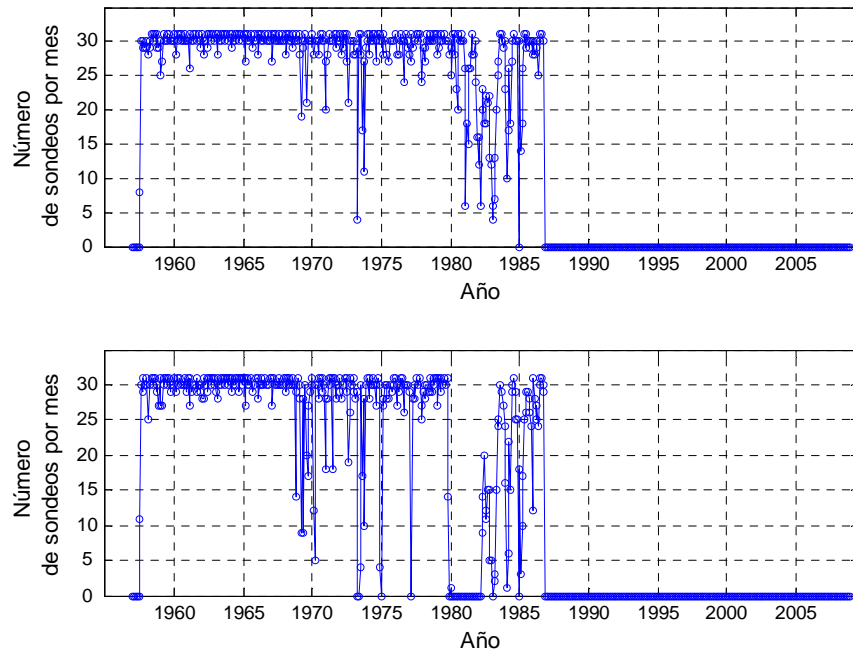


Figura 2.1. Cantidad de sondeos por mes y año de la base de datos DGF a las 12Z (panel superior) y 00Z (panel inferior).

**IGRA** (Integrated Global Radiosonde Archive): Base de datos obtenida desde el Centro de Datos Climatológicos Norteamericano NCDC (National Climatic Data Center). Consiste en un archivo global de observaciones de radiosondeos y globos pilotos. Los sondeos de esta base son sometidos a diferentes procesos de control de calidad (Durre et al., 2005). Dentro de sus ventajas está la de abarcar un periodo importante de tiempo, además de estar disponible gratuitamente en Internet (<http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/igra>). Desde esta base se obtuvieron las observaciones para Antofagasta de las 12Z y 00Z. Para las 12Z se cuenta con datos desde mediados de 1961 a mayo del 2008, y para las 00Z desde mediados de 1961 hasta finales de 1986, y, al igual que la base DGF, su disponibilidad no es uniforme en el tiempo (figura 2.2).

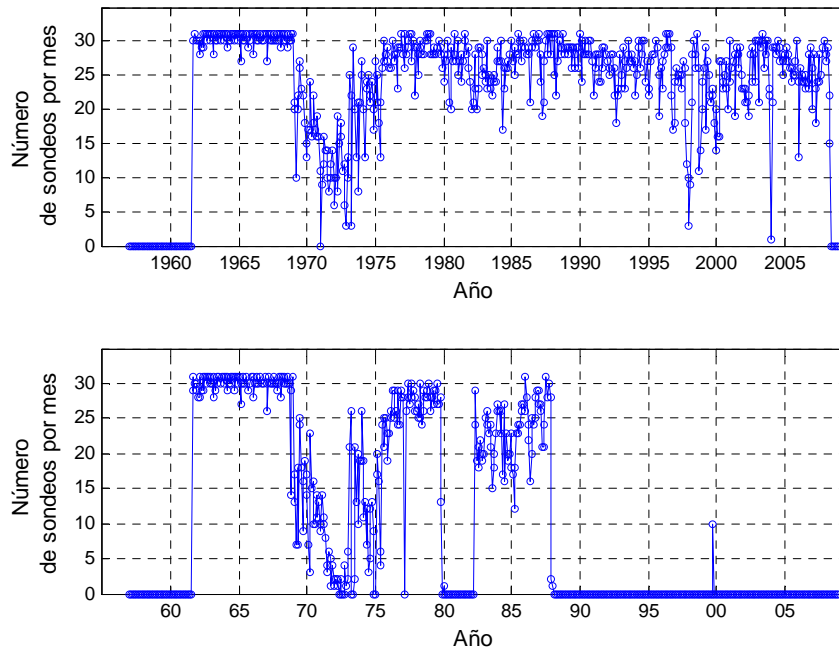


Figura 2.2. Cantidad de sondeos por mes y año de la base de datos IGRA a las 12Z (panel superior) y 00Z (panel inferior).

**WYO:** Base de datos mantenida por la Universidad de Wyoming. Posee observaciones disponibles en Internet (<http://weather.uwyo.edu.upperair>), lo que la hace de fácil acceso y uso común. Existen observaciones a las 12Z y 00Z a partir de 1973, llegando hasta 1986 en el caso de las 00Z y hasta la actualidad a las 12Z, sin embargo en el presente estudio solo se usaran los sondeos hasta finales del año 2007. Tampoco en esta base existe una disponibilidad de datos uniforme en todo el periodo, como se puede ver en la figura 2.3.

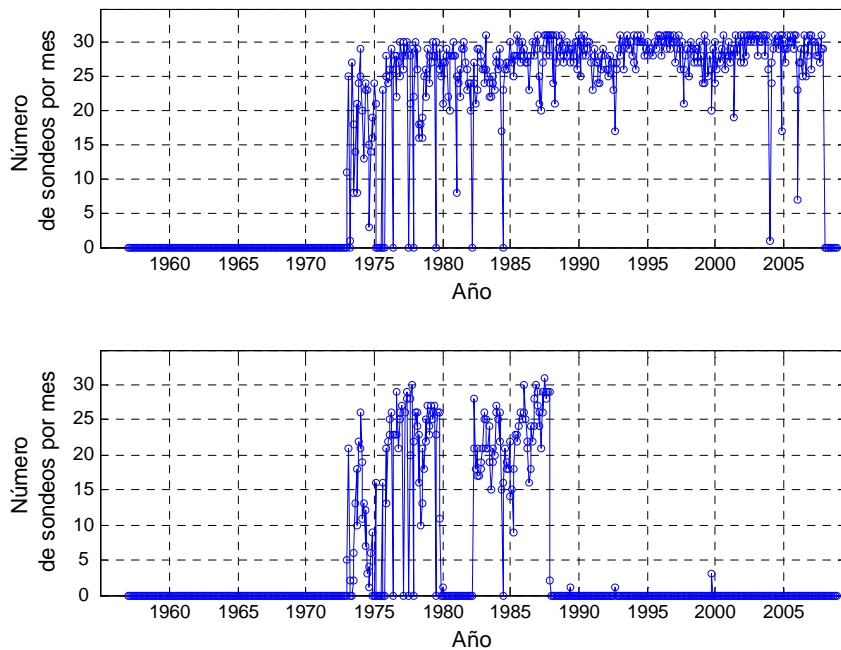


Figura 2.3. Cantidad de sondeos por mes y año de la base de datos WYO a las 12Z (panel superior) y 00Z (panel inferior).

En forma de resumen, la tabla 2.1 muestra la cantidad de días con sondeos disponibles a las 12 y 00Z, para las distintas bases de datos antes mencionadas.

	12Z			00Z		
	Inicio	Término	# sondeos	Inicio	Término	# sondeos
<b>DGF</b>	23-jul-1957	31-oct-1986	9908	20-jul-1957	31-oct-1986	8685
<b>IGRA</b>	01-ago-1961	17-may-2008	14352	01-ago-1961	02-dic-1987	6395
<b>WYO</b>	04-ene-1973	31-dic-2007	10921	25-ene-1973	02-dic-1987	2780

Tabla 2.1. Cantidad total de sondeos por base de datos a las 12 y 00Z y el periodo total que abarca cada base de datos.

La tabla 2.2 muestra las variables originales con que contaban las tres bases de datos que se mencionaron anteriormente y desde donde se obtuvieron las variables para la formación de la base de datos final. Esta última cuenta con datos de presión, altura geopotencial, altura correspondiente a una atmósfera estándar, humedad relativa, dirección e intensidad del viento. Como se puede observar, en algunas bases de datos éstas no existen originalmente por lo que se tuvieron que obtener desde otras.

Base de Datos	VARIABLES							
DGF	Pres	Temp	altura	---	HR	---	dir-viento	vel-viento
IGRA	Pres	Temp	---	altura geop	---	T-Td	dir-viento	vel-viento
WYO	Pres	Temp	---	altura geop	HR	---	dir-viento	vel-viento
FINAL	Pres	Temp	altura estándar	altura geop	HR	---	dir-viento	vel-viento

Tabla 2.2. Variables originales en cada base de datos. Pres: presión, Temp: temperatura, altura geop: altura geopotencial, HR: Humedad relativa, T-Td: Depresión punto de rocío, dirección y velocidad del viento.

Para el análisis desarrollado en este estudio se utilizará como variable vertical la altura estándar, la cual se calcula a partir de la presión atmosférica, usando la definición de una atmósfera estándar. La atmósfera estándar actual fue adoptada en 1976 y es una modificación leve de la aprobada en 1952 (Glickman 2000).

Al analizar los datos se debe considerar que en los radiosondeos las observaciones están referidas a nivel medio del mar, a diferencia de lo que ocurre con los datos de superficie en donde el nivel de referencia es la altura de la estación (o altura del cobertizo). En el caso de la estación de Cerro Moreno, ésta se encuentra a 135 metros sobre el nivel del mar, por lo que cuando se estén comparando ambas observaciones, las variables del radiosondeo serán llevadas al nivel de la estación.

### 2.1.2. Datos meteorológicos de superficie

Los datos de superficie utilizados corresponden a la estación de Cerro Moreno perteneciente a la Dirección Meteorológica de Chile ubicada en Antofagasta a los 23.4 °S y 70.4° W, con una elevación de 135 msnm<sup>2</sup> (Fig. 2.4).

<sup>2</sup> En este trabajo se considerará como la altura de la estación de superficie 135 m, sin embargo a partir de 1997 la altura pasa a ser de 115 msnm.



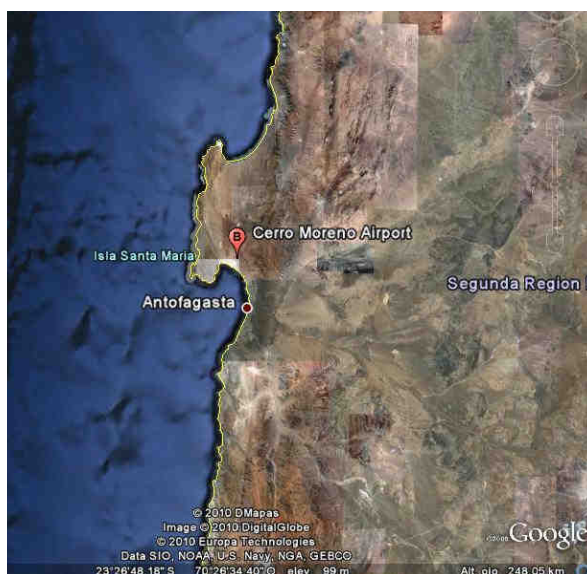


Figura 2.4. Ubicación del Aeropuerto Cerro Moreno en Antofagasta.

Los datos digitales fueron adquiridos desde la base de datos horarios globales de NCDC (<http://www7.ncdc.noaa.gov/CDO/cdo>), para el periodo 1979 al 2008. Las observaciones contienen las variables de temperatura, temperatura de punto de rocío, humedad relativa, precipitación, dirección e intensidad del viento, presión a nivel del mar, visibilidad, altura de capas de nubes, cubierta nubosa y altura del techo nuboso (ceiling). Esta última variable, corresponde a la altura sobre el nivel del suelo en la que se alcanza al menos 5 octas de cielo cubierto.

Como se puede apreciar en la figura 2.5, la mayor cantidad de datos disponibles en superficie corresponde a las 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 y 21 Z. Sin embargo, las 03Z presenta un menor porcentaje de datos para el periodo utilizado (alrededor del 80% a las 03 Z y sobre el 90% para el resto de las horas).

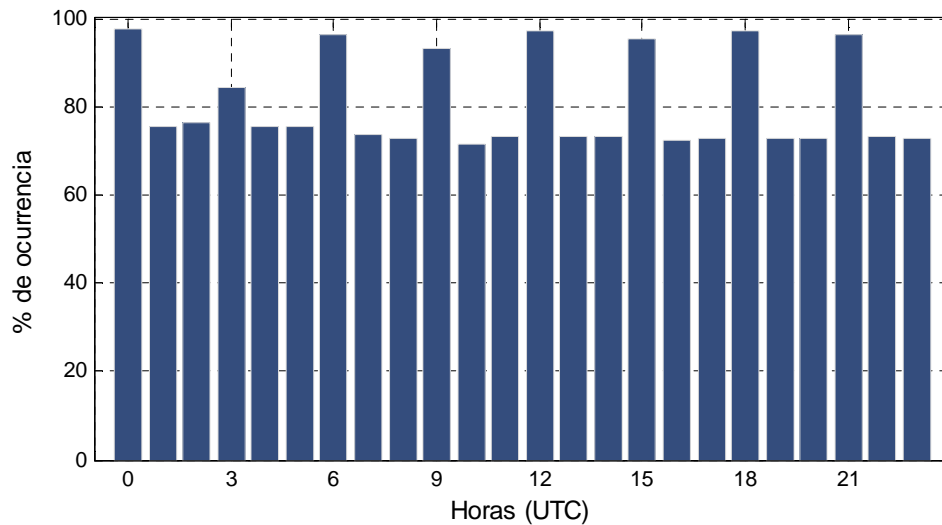


Figura 2.5. Porcentaje de ocurrencia de horas con datos para superficie entre 1979 y el año 2008.

### 2.1.3. Temperatura superficial del mar

Los datos de temperatura superficial del mar (TSM) usados para este estudio corresponden a medidas horarias hechas con sensores digitales en Antofagasta (zona de toma de datos 23°38'57''S y 70°24'09''W), para el periodo comprendido entre el 1° de enero del 2003 y el 31 de diciembre del 2006. Estos datos fueron obtenidos desde el Centro Nacional de Datos Hidrográficos y Oceanográficos de Chile, pertenecientes al Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile ([http://www.shoa.cl/cendhoc\\_php](http://www.shoa.cl/cendhoc_php)).

Las series horarias de temperatura superficial del mar contienen un 3,6% de horas sin datos, por lo que se tiene una disponibilidad de 34000 datos aproximadamente del total de horas de los 4 años con datos disponibles.

## 2.2. Formación de la base de datos de radiosondeos

### 2.2.1. Caracterización de las bases de datos disponibles

Para generar una base de datos con los mejores radiosondeos a partir de las tres bases de datos antes descritas para Antofagasta, se necesitó primeramente conocer las características de cada una de ellas, enfocándose en las ventajas y desventajas que presentaban desde el punto de vista de la caracterización de la capa límite (CL) en Antofagasta, por lo cual se consideraron los niveles bajos de la atmósfera. El análisis, además, se realizó en base a los perfiles de temperatura por la importancia que ella tiene en la estructura vertical de la CL. El primer

procedimiento que se realizó fue una revisión de tipo visual de los perfiles de cada base de datos. Se encontró, a partir de esto, problemas comunes, pero con distinto grado de recurrencia dentro de cada una de ellas. En esta sección se hace una descripción de los indicadores de calidad que se definieron y de los más frecuentes problemas detectados en los perfiles de temperatura de los radiosondeos.

#### **2.2.1.1. Indicadores de calidad**

El análisis se hizo para los perfiles verticales de temperatura definiendo índices de resolución y factibilidad física. Antes de definir los distintos indicadores de calidad, se definirá algunos conceptos usados en su definición:

Niveles: Se consideró como un nivel los puntos en la vertical (altura estándar) que presentaban observaciones.

Niveles regulares: Niveles que presentan datos en la mayor parte de los radiosondeos de una base de datos. En el caso de la base de datos DGF, la información está disponible en niveles regulares cada 50 hPa. En el caso de IGRA y WYO los niveles regulares corresponden a los niveles mandatorios de los radiosondeos.

Niveles efectivos: El hecho que exista un dato en un nivel, no necesariamente implica información adicional, pues en algunos casos el dato correspondiente es una simple interpolación de datos en niveles aleatorios. Llamaremos niveles efectivos a los niveles con datos que claramente no son producto de una interpolación vertical.

Niveles mandatorios: Niveles de presión obligatorios. En la actualidad los niveles obligatorios son: 1000 hPa, 925 hPa, 850 hPa, 700 hPa, 500 hPa, 400 hPa, 300 hPa, 200 hPa, 150 hPa, 100 hPa, 50 hPa, 30 hPa, 20 hPa, 10 hPa, 7 hPa, 5 hPa, 3 hPa, 2 hPa y 1 hPa (Glickman, 2000).

Niveles significativos: Son niveles (no mandatorios) en los que se reportan valores de presión, temperatura y humedad que son necesarios para la reproducción de la observación de radiosondeo.

#### Índices de resolución vertical:

- **DZMEAN:** Diferencia media de alturas que existe entre cada uno de los niveles de los perfiles.
- **DZMIN:** Diferencia mínima entre cada uno de los niveles. Análisis entre superficie y los 3000 metros.
- **SIGDZ:** Desviación estándar de las diferencias de los niveles. Análisis entre superficie y los 3000 metros.
- **ZBASE:** Altura del nivel más bajo en el perfil de temperatura. Análisis para todo el perfil.
- **ZTOPE:** Altura del nivel más alto en el perfil de temperatura. Análisis para todo el perfil.
- **NLEVEL:** Número de niveles en los perfiles entre superficie y los 3000 metros.
- **SOLONIVREG:** Entrega un índice 1 si el perfil sólo tiene mediciones en niveles regulares y un 0 si cuenta con más niveles. En el caso de DGF, los niveles regulares están cada 50 hPa y el análisis se hace entre los 500 y 3000 metros. Para IGRA y Wyoming, los niveles regulares coinciden con los niveles mandatorios, analizando desde los 500 a 3500 metros.
- **NLEVELEFEC:** Número de niveles efectivos con datos. Análisis entre superficie y los 3000 metros.

#### Índices de factibilidad física:

Todos los índices se obtienen entre superficie y los 3000 metros.

- **GRADTMIN:** Gradiente mínimo de temperatura potencial del sondeo, **min(dθ/dz)**.
- **DZGRADTMIN:** Espesor correspondiente al gradiente mínimo de temperatura potencial del sondeo.
- **ZGRADTMIN:** Altura de la base del gradiente mínimo de temperatura potencial del sondeo.
- **DTHETAMIN:** Mínima diferencia de temperatura potencial entre niveles en el sondeo.
- **DZDTHETAMIN:** Espesor correspondiente a la diferencia mínima de temperatura potencial.

- **ZDTHETAMIN:** Altura de la base de la diferencia mínima de temperatura potencial del sondeo.
- **TEMPSUP:** Temperatura del primer nivel del sondeo.

La tabla 2.3 ejemplifica a partir de un perfil específico (Fig. 2.6) cuales son los índices obtenidos a partir de las definiciones antes mencionadas. Estos índices se incluyeron para cada uno de los sondeos de las bases de datos.

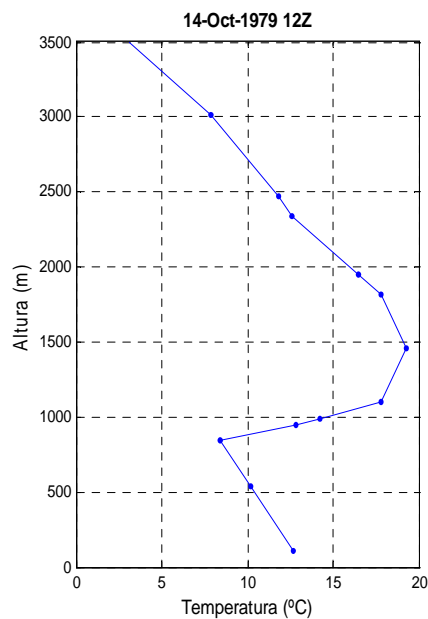


Figura 2.6. Perfil de temperatura de la base de la datos final para el día 14 de octubre de 1979 a las 12Z.

Índices de resolución		Índices de factibilidad	
<b>DZMIN</b>	45.8 m	<b>GRADTMIN</b>	$6.3 \times 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$
<b>SIGDZ</b>	144.1 m	<b>DZGRADTMIN</b>	392.5 m
<b>DZMEAN</b>	235.8 m	<b>ZGRADTMIN</b>	1951 m
<b>ZBASE</b>	110.2 m	<b>DTHETAMIN</b>	0.03°C
<b>ZTOPE</b>	20663 m	<b>DZDTHETAMIN</b>	392.5 m
<b>NLEVEL</b>	11	<b>ZDTHETAMIN</b>	1951 m
<b>SOLOIVREG</b>	0	<b>TEMSUP</b>	12.7 °C
<b>NLEVELEFEC</b>	8		

Tabla 2.3. Índices de resolución y factibilidad física para el sondeo del 14 de Octubre de 1979 (figura 2.6) desde la base de datos final.

### 2.2.1.2. Problemas comunes de calidad

A continuación se describen los problemas de calidad más comunes encontrados en los perfiles de temperatura de las distintas bases de datos de radiosondeo, indicando su grado de ocurrencia en cada una de ellas.

#### a. Bajo número de niveles

El tener una mayor cantidad de niveles por sondeos puede indicar, en principio, una mayor resolución de los perfiles. Perfiles con pocos niveles pueden dejar de presentar algunas características importantes de la capa límite, perdiendo información valiosa para el análisis que aquí se hace. En las siguientes figuras se muestra la variación de NLEVEL en el tiempo para las distintas bases de datos.

Las tres bases de datos tienen distinta cantidad de niveles por sondeos en el tiempo. En la figura 2.7 se puede observar que DGF presenta dos periodos en que la cantidad de niveles es menor a 8, 1957-1961 y 1967-1970. Algo similar ocurre con IGRA entre 1963-1967 y 1971-1974. Otro rasgo importante que se puede observar es que a lo largo del tiempo la cantidad de niveles va aumentando para las tres bases de datos.

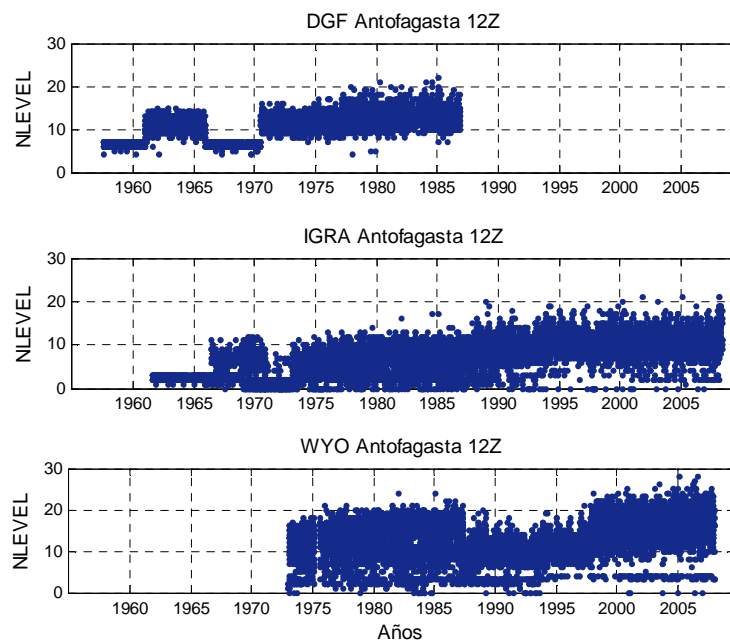


Figura 2.7. Número de niveles por sondeo bajo 3000 metros para cada base de datos a las 12Z.

En el caso de los sondeos a las 00Z (Fig. 2.8), se observan los mismos periodos con pocos niveles a las 12Z en DGF e IGRA. Desde 1970, en DGF, prácticamente para todos los sondeos el número de niveles es superior a 10. Es importante considerar que a partir de este año los niveles significativos se reportan con los mandatorios (J. Rutllant, comunicación personal). Para las tres bases de datos no existen datos entre mediados de 1980 y mediados de 1983.

Además de la importancia del número de niveles dentro del perfil, es necesario evaluar si estos niveles entregan realmente una mayor información, mejorando la resolución del sondeo. Como se verá en el siguiente punto, existen perfiles con un alto número de niveles, pero que sin embargo, no tienen una mayor resolución efectiva.

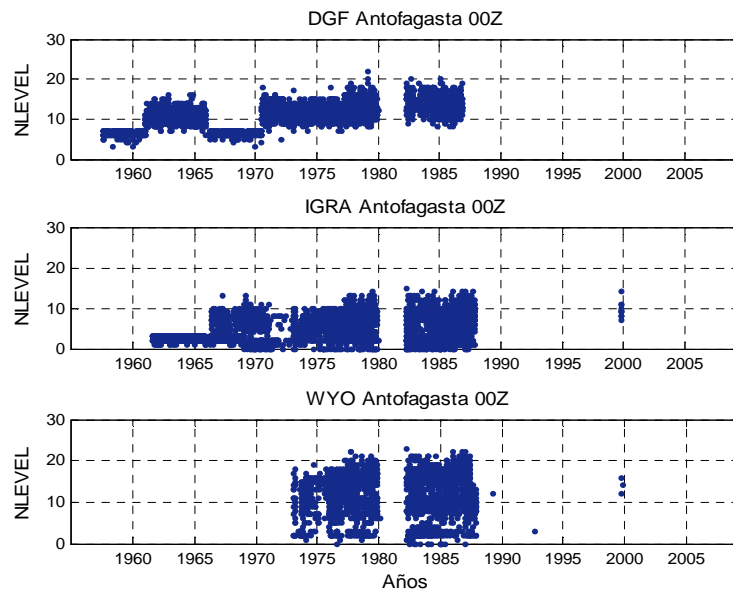


Figura 2.8. Número de niveles por sondeo bajo 3000 metros para cada base de datos a las 00Z.

### b. Baja resolución efectiva

Como se describió anteriormente, existen sondeos que cuentan sólo con información en niveles regulares, cuyo espaciamiento grueso impide caracterizar adecuadamente variables como la altura de la base de la inversión. Por otro lado, algunos sondeos cuentan con datos en muchos niveles, pero teniendo realmente pocos niveles efectivos, lo cual también afecta su uso en nuestro análisis. La tabla 2.4 cuantifica estos problemas en cada base de datos.

	12Z						00Z					
	DGF		IGRA		WYO		DGF		IGRA		WYO	
	#	%	#	%	#	%	#	%	#	%	#	%
<b>SOLO NIVREG = 1</b>	2864	28.9	3850	26.8	478	4.4	2758	31.8	3365	52.6	265	9.5
<b>NLEVELEFEC ≤ 4</b>	124	1.3	4806	33.5	1275	11.7	73	0.8	3854	60.3	764	27.5

Tabla 2.4. Cuantificación de problemas de baja resolución efectiva y niveles regulares para las tres bases de datos de radiosondeos de Antofagasta para las 12Z y 00Z. Porcentaje con respecto al total de sondeos existentes para cada una de las bases y distintas horas.

Las tres bases de datos presentan este tipo de problema de resolución. Sin embargo, no tiene la misma importancia en cada una de ellas. Con respecto a la existencia de perfiles sólo con niveles regulares a las 12Z, se observa que WYO es la con menos problemas, mientras que DGF e IGRA tienen un porcentaje de ocurrencia similar. A las 00Z, WYO sigue siendo la con menos problemas, pero esta vez IGRA supera ampliamente a DGF, con más de la mitad de los sondeos con sólo niveles regulares. En cuanto a los sondeos con 4 ó menos niveles efectivos, DGF a las 12Z y 00Z es la que presenta un menor porcentaje de casos, mientras que IGRA es la que muestra una mayor ocurrencia.

### c. Sondeos que no comienzan en superficie

Se detectó que en algunos sondeos existían problemas con el nivel mínimo en donde existen datos. Esto es un problema para este estudio ya que puede dejar fuera niveles importantes para el estudio de la capa límite, no permitiendo, por ejemplo, identificar la inversión de subsidencia. Para el caso de la base de datos DGF, ningún perfil comienza sobre los 200 metros, altura que se consideró como límite para caracterizar este problema. En la tabla 2.5 se puede ver que IGRA presenta los mayores problemas de este tipo, superando ampliamente a WYO.

	12Z						00Z					
	DGF		IGRA		WYO		DGF		IGRA		WYO	
	#	%	#	%	#	%	#	%	#	%	#	%
<b>Zbase &gt;200 m</b>	0	0	2482	17.3	63	0.6	0	0	818	12.8	28	1

Tabla 2.5. Cuantificación de problemas de base de sondeo que no comienza en superficie, para las tres bases de datos de radiosondeos de Antofagasta para las 12Z y 00Z. Porcentaje con respecto al total de sondeos existentes para cada una de las bases y distintas horas.



La figura 2.9 ilustra este problema en IGRA y WYO, pudiéndose apreciar que en estos casos se pierde información en los primeros mil metros aproximadamente.

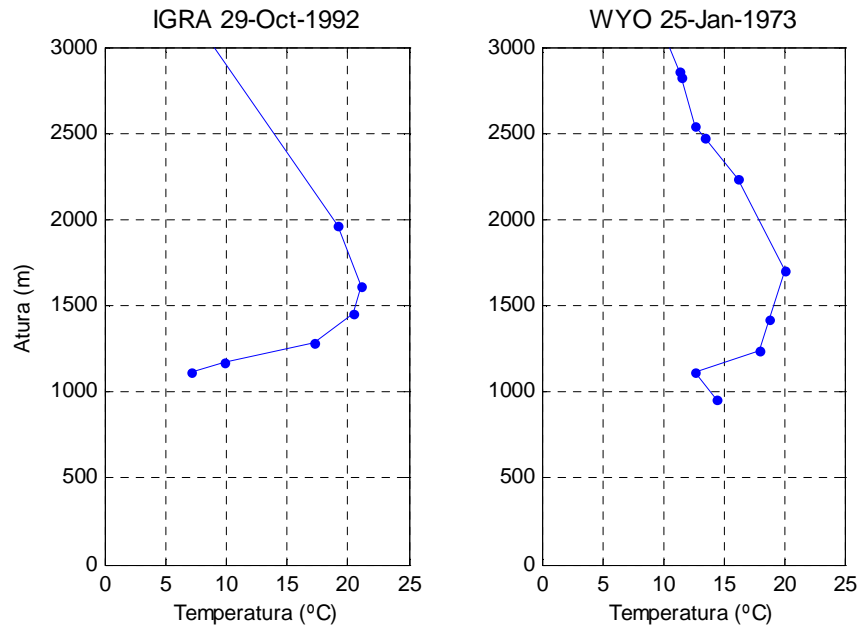


Figura 2.9. Perfiles de temperatura de la base de datos IGRA y WYO a las 12Z con problemas de altura mínima.

#### d. Inestabilidad

Un problema importante identificado en los perfiles de temperatura, tiene relación con capas de inestabilidad estática que presentan algunos de ellos, lo que desde un punto de vista físico no es factible (salvo cerca de la superficie con alta insolación). Esto se puede deber a errores en los sensores o bien a errores en la manipulación de la información. La inestabilidad se obtuvo considerando la temperatura potencial de los perfiles. Se consideró que si la diferencia de temperatura potencial tiene una caída mayor a  $-0.5^{\circ}\text{C}$  ( $DTHETAMIN > -0.5^{\circ}$ ) el perfil no presentaba este tipo de problema, pero perfiles con valores igual o mayor a este valor ( $DTHETAMIN \leq -0.5^{\circ}$ ) si lo presentaban. Estos últimos se dividieron en 2 casos, uno más grave y otro leve, esto a partir de una verificación visual.

En la figura 2.10 los paneles superiores muestran ejemplos de perfiles de temperatura con problemas de inestabilidad clasificados como leve. En los paneles inferiores se muestran problema de inestabilidad mayor. Este es un problema que aparece en las 3 bases de datos, a

pesar de que para la base de datos IGRA se elimina previamente algunos de los datos de temperatura que se escapan. La base de datos con mayores problemas de este tipo es WYO.

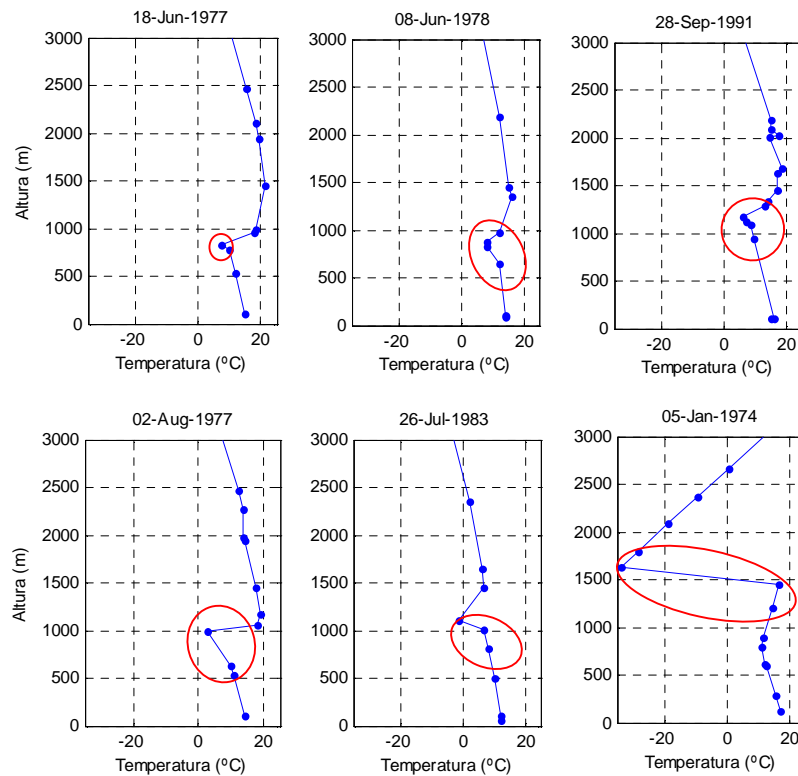


Figura 2.10. Perfiles de temperatura de las 3 bases de datos a las 12Z, con problemas de inestabilidad. Primera columna corresponde a sondeos de IGRA, la segunda DGF y la tercera a WYO.

En la tabla 2.6 se muestra el número y porcentaje de sondeos por base de datos con este problema, separados en inestabilidad leve y grave.

	12Z						00Z					
	DGF		IGRA		WYO		DGF		IGRA		WYO	
	#	%	#	%	#	%	#	%	#	%	#	%
<b>INESTABILIDAD=1</b>	66	0.7	39	0.3	29	0.3	72	0.8	31	0.5	9	0.3
<b>INESTABILIDAD=2</b>	32	0.3	93	0.6	383	3.5	22	0.3	100	1.6	214	7.7

Tabla 2.6. Cuantificación de problemas de inestabilidad para las tres bases de datos de radiosondeos de Antofagasta para las 12Z y 00Z. Porcentaje con respecto al total de sondeos existentes para cada una de las bases y distintas horas.

**e. Temperatura de la base**

Aunque el problema de inestabilidad descrito más arriba permite identificar sondeos con valores extremos de temperatura que producen capas inestables, en ocasiones se tiene en la base de datos sondeos con temperaturas en el primer nivel que son irrealísticamente bajas. Dado que en este caso no se genera una capa inestable (sino que muy estable), el criterio de la sección anterior no marca este tipo de problema. Por lo tanto, se definió este problema de temperaturas de superficie muy bajas en forma independiente a lo anterior. Se consideró que temperaturas superficiales menores a 6° C en los perfiles de las 12Z y menores a 10° C a las 00Z, bajo los 250 m, no podían ser efectivos y correspondía a algún tipo de error en el sensor o en el manejo posterior de los datos.

En la tabla 2.7 se puede apreciar que la ocurrencia de este problema es mínimo para la base de datos DGF e IGRA, pero no así para WYO, donde existe un número levemente mayor de casos, aunque muy pocos en relación a los sondeos existentes.

	12Z						00Z					
	DGF		IGRA		WYO		DGF		IGRA		WYO	
	#	%	#	%	#	%	#	%	#	%	#	%
<b>TEMPSUP &lt; 6 °C; 10°C*</b>	1	0.01	1	0.01	54	0.5	3	0.03	0	0	21	0.8

Tabla 2.7. Cuantificación de problemas temperatura en superficie para las tres bases de datos de radiosondeos de Antofagasta para las 12Z y 00Z. \* 6°C para las 12Z y 10° C para las 00Z. Porcentaje con respecto al total de sondeos existentes para cada una de las bases y distintas horas.

En el perfil de temperatura que se muestra en la figura 2.11 se ilustra un caso para las 12Z en donde la temperatura superficial está fuera del límite que se definió como aceptable.

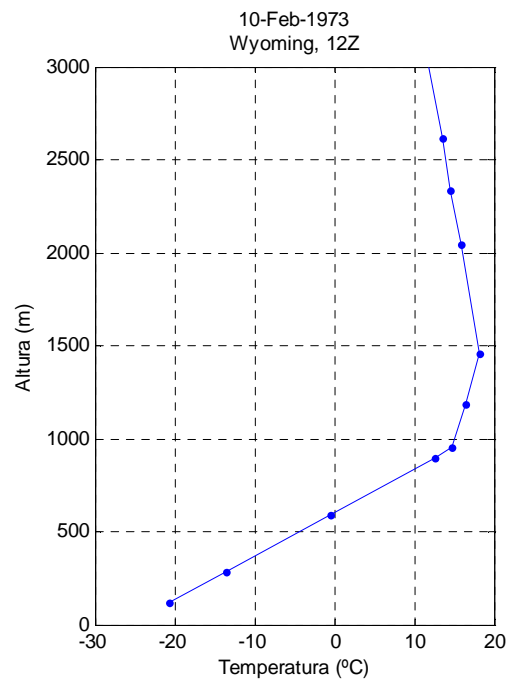


Figura 2.11. Perfil de temperatura de la base de datos WYO a las 12Z, con problema de temperatura superficial baja no real.

### 2.2.1.3. Descriptores de calidad

Se definieron descriptores de calidad para cada sondeo de las 3 bases de datos, en función de los índices de resolución y factibilidad física que mejor representan los problemas de calidad descritos en la sección anterior. La convención de valores de estos descriptores de calidad es la siguiente:

Perfil sin problemas: Descriptor de calidad = 0

Perfil con problemas: Descriptor de calidad = 1

Los descriptores de calidad fueron definidos de la siguiente forma:

Descriptor asociado a niveles regulares:

Descriptor = 0 si SOLONIVREG = 0.

Descriptor = 1 si SOLONIVREG = 1.

Descriptor asociado a niveles efectivos:

Descriptor = 0 si  $NLEVELEFEC > 4$   
Descriptor = 1 si  $NLEVELEFEC \leq 4$

Descriptor asociado a la altura de la base:

Descriptor = 0 si  $ZBASE \leq 200$  m  
Descriptor = 1 si  $ZBASE > 200$  m

Descriptor asociado a la inestabilidad:

Descriptor = 0 si  $DTHETAMIN > -0.5^\circ$   
Descriptor = 1 si  $DTHETAMIN < -0.5^\circ$ , pero considerado leve  
Descriptor = 2 si  $DTHETAMIN < -0.5^\circ$ , pero considerado grave

Descriptor asociado a temperatura superficial:

Descriptor = 0 si  $TEMPSUP \geq 6^\circ\text{C}$  (12Z)  
Descriptor = 0 si  $TEMPSUP \geq 10^\circ\text{C}$  (00Z)  
Descriptor = 1 si  $TEMPSUP < 6^\circ\text{C}$  (12Z)  
Descriptor = 1 si  $TEMPSUP < 10^\circ\text{C}$  (00Z)

Descriptor asociado a la base de datos original:

Para identificar a qué base de datos original pertenece cada sondeo, se le asoció un número descriptor a cada una de ellas:

DGF = 1      IGRA = 2      WYO = 3

### **2.2.2. Criterios de selección de base de datos final**

#### **Selección final de sondeos:**

El objetivo de esta sección es definir un algoritmo que permita construir una única base de datos de radiosondeos a partir de las 3 bases de datos originales. Este algoritmo define la forma de seleccionar el radiosondeo que pasa a la base de datos consolidada, cuando hay más de un radiosondeo disponible para un día y hora en particular. La selección se basa en los descriptores de calidad definidos previamente. El radiosondeo que pasa a la base de datos consolidada lleva consigo sus índices y descriptores de calidad, tal que en los análisis posteriores sea utilizado sólo en la medida que su calidad sea considerada aceptable para el análisis respectivo.

En la descripción del algoritmo de selección usaremos el calificativo de sondeo “perfecto” para referirnos a un sondeo para el cual todos los descriptores de calidad (excepto el que describe la base de datos original) tienen un valor cero.

El árbol de decisión del algoritmo se muestra en la tabla 2.8. De ella se puede ver que, en general, se prefieren los radiosondeos de la base de datos DGF. En segundo lugar se prefiere a WYO, los radiosondeos IGRA se utilizan cuando alguna de las otras 2 presenta problemas.

D	I	W	S
N	N	N	N
N	N	X	W
N	X	N	I
X	N	N	D
P	X	N	D
I	P	N	I
I	I	N	D
P	N	X	D
I	N	P	W
I	N	I	D
N	X	P	W
N	P	I	I
N	I	I	W
P	X	X	D
I	P	X	I
I	I	X	D

P: Perfecto
I: Imperfecto
N: No existe
X: P o I
D: DGF
I: IGRA
W: WYO
S: Base Final

Tabla 2.8. Algoritmo de selección de sondeos que ingresan a la base de datos final.

### 2.2.3. Descripción de la base de datos final

En la tabla 2.9 se muestra la cantidad de sondeos con descriptores 0 y 1 de la base de datos final, en base a los distintos problemas de calidad asociados a los perfiles de temperatura. Como se puede ver en estos resultados y basándose en el criterio de selección, esta base no cuenta solamente con perfiles “perfectos”. En los análisis que se realizarán en los próximos capítulos se utilizarán sólo los sondeos perfectos, considerando que sólo ellos permiten definir apropiadamente nuestras variables de interés, como por ejemplo, la base de la inversión de subsidencia.

	12Z			00Z		
	0	1		0	1	
<b>SOLONIVREG</b>	14946	2815		6864	2581	
<b>NLEVELEFEC</b>	17208	604		9209	278	
<b>ZBASE</b>	17693	119		9458	29	
<b>TEMPSUP</b>	17791	21		9478	9	
	0	1	2	0	1	2
<b>INESTABILIDAD*</b>	17597	74	82	9346	67	32
	DGF	IGR	WYO	DGF	IGR	WYO
<b>BASE DATOS</b>	9626	716	7470	8410	349	728

Tabla 2.9. Cantidad de sondeos con descriptores buenos (0) y malos (1) en los distintos indicadores para la base de datos final a las 12Z y 00Z. \*para el caso de la inestabilidad recordar que se representa por (0) bueno, (1) inestabilidad leve y (2) inestabilidad grave.

En las figuras 2.12 y 2.13 se muestra la cantidad de sondeos existentes y perfectos (paneles superiores) y la cantidad de sondeo por base de datos originales que quedaron en la base de datos final, esta última considerando sólo los perfiles “perfectos”. Se puede observar que antes del año 1961 y entre 1964 y 1970, además de los años 1980 y 1981 a las 00Z, a pesar de existir sondeos, éstos no cumplen con el criterio necesario para considerarse perfectos.

Para el periodo antes de 1987 la base de datos final queda mayormente conformada por la base DGF. Desde el año 1987 en adelante la mayor cantidad de sondeos proviene de la base de datos WYO. IGRA es utilizada, en general, para casos en que ninguna de estas dos estaciones cuente con perfiles con todos los criterios aceptados (Fig. 2.12 y 2.13, paneles inferiores).



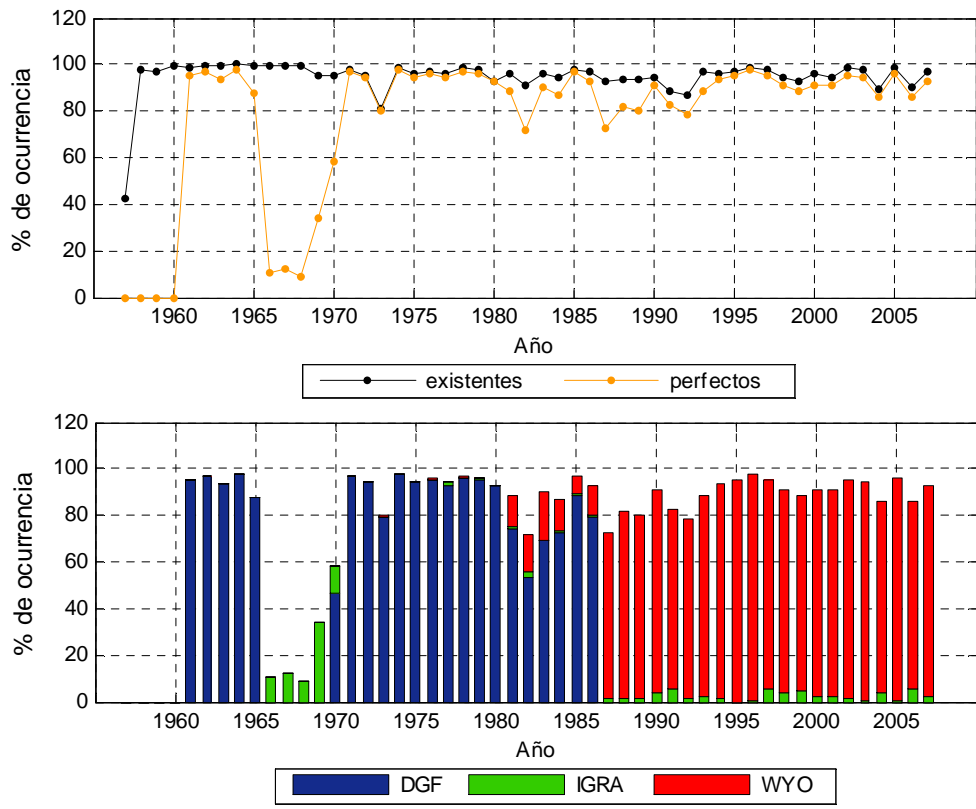


Figura 2.12. Panel superior: porcentaje de sondeos existentes y perfectos por años de la base de datos final. Panel inferior: Porcentaje de sondeos para cada una de las bases de datos originales que quedaron en la base de datos final a partir sólo de sondeos “perfectos”. Ambos para las 12 Z en Antofagasta.

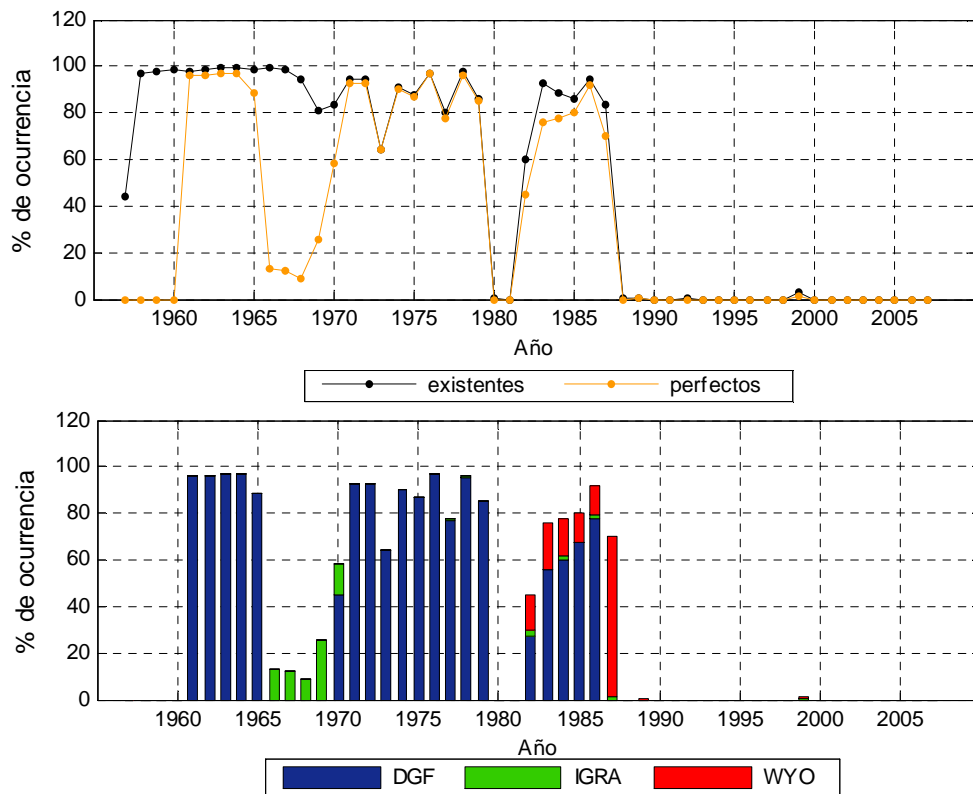


Figura 2.13. Panel superior: porcentaje de sondeos existentes y perfectos por años de la base de datos final. Panel inferior: Porcentaje de sondeos para cada una de las bases de datos originales que quedaron en la base de datos final a partir sólo de sondeos “perfectos”. Ambos para las 00 Z en Antofagasta.

## 2.3. Definición de parámetros

### 2.3.1. Algoritmo de identificación de la inversión de subsidencia

Para caracterizar la capa de inversión en Antofagasta, se utilizaron los datos de radiosondeo de la base de datos “final” descrita anteriormente, dentro de la cual sólo se consideraron aquellos perfiles “perfectos”.

El algoritmo utilizado para encontrar la inversión de subsidencia es el siguiente:

- Se determinaron todas las inversiones de temperatura que existían en los perfiles entre la superficie y los 3000 m.

- Se dejaron fuera las inversiones cuya base estuviera por debajo de los 200 m, ya que estas inversiones superficiales responden a otros procesos físicos que el que se quiere explorar en este estudio. Sin embargo, igualmente se hace una breve descripción de éstas en el capítulo 3.
- Se combinaron inversiones en que la diferencia de altura entre el tope y la base de cada una fuese menor o igual a 100 m, o bien en que la capa intermedia fuese isotermal.
- Por último, se selecciona la inversión con una mayor diferencia de temperatura entre su base y tope.

Otros autores como Rutllant y Sippa (1971) usan el criterio descrito por Gutnick (1958), donde además de considerar un cambio en el perfil vertical de temperatura, consideran un descenso de la humedad relativa de 10% o más en esta capa. En el algoritmo descrito aquí, no se considera el descenso de humedad debido a que en algunos casos este descenso comienza en niveles más altos o más bajos que en el que empieza a aumentar la temperatura con la altura o donde se encuentra la inversión más grande. En la figura 2.14 se puede identificar el problema al que se hace referencia. La altura de la base de la inversión se obtuvo a partir de la inversión más intensa dentro del perfil, marcada con un círculo verde (Fig. 2.14a). Si se hubiera considerado el descenso de HR (Fig. 2.14b, círculo morado), la base de la inversión estaría por lo menos 100 metros más abajo (círculo rojo).

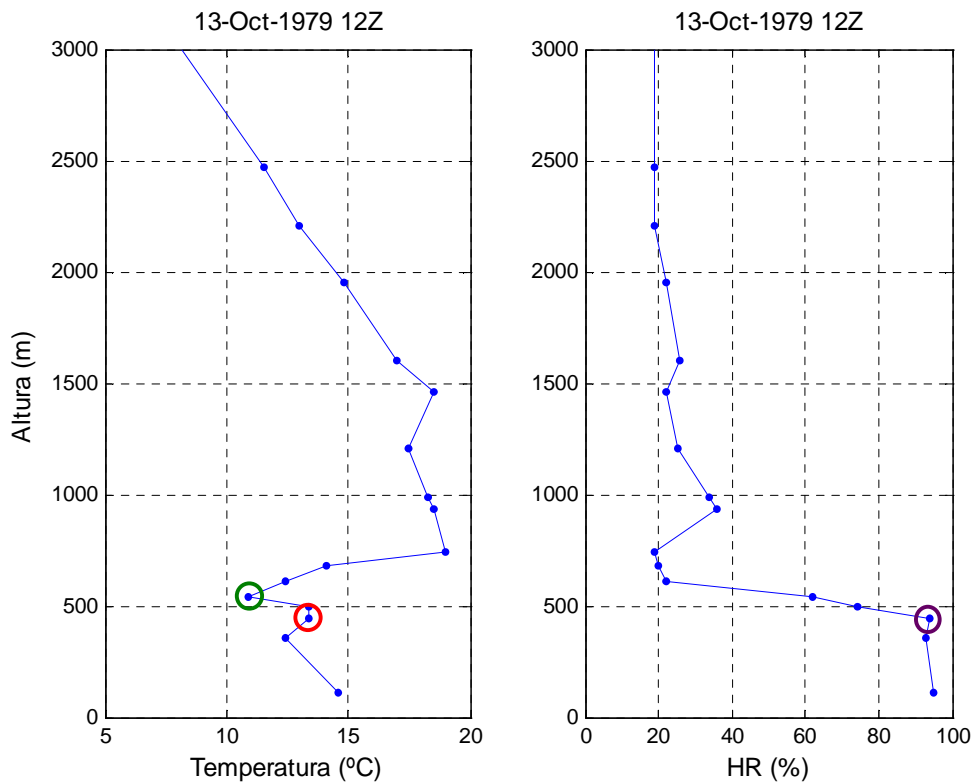


Figura 2.14. Perfil vertical de temperatura y humedad relativa a las 12Z Antofagasta. Circulos: verde: altura de la base de la inversión más intensa (escogida según nuestro algoritmo), rojo: altura de la base de la inversión a partir del descenso de humedad relativa (morado).

Por otra parte, al observar los perfiles se puede apreciar que, en ocasiones, además de la inversión con un salto de temperatura mayor, existen otras inversiones en otros niveles, las que no se pueden combinar al no cumplir los requisitos indicados. En la figura 2.15 se muestra el porcentaje de ocurrencia de cantidad de inversiones por perfiles luego de combinar las inversiones. Se observa que pueden existir hasta 5 inversiones por perfil desde los 200 a los 3000 metros, pero con un porcentaje mínimo de ocurrencia. Casos con inversiones dobles existe en un 25% del total de sondeos perfectos. Esta estructura con más de una inversión puede significar en algunos casos un desacoplamiento de la capa límite marina.

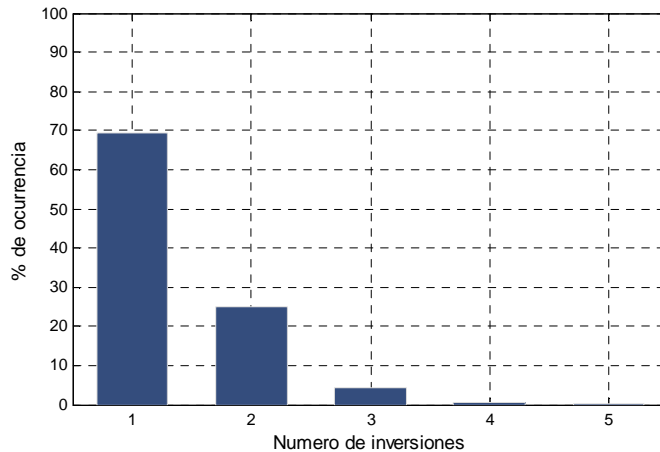


Figura 2.15. Porcentaje de ocurrencia de número de inversiones por sondeo perfectos desde 1957 al 2008 a las 12Z.

### 2.3.2. Otros parámetros

Además de identificar la altura de la base de la inversión, se identificaron otros parámetros que ayudarán con la caracterización de la CL en Antofagasta. Como se muestra en la figura 2.16, se obtuvo la altura y la temperatura de la base de la inversión, la temperatura y la altura del tope, la diferencia de temperatura entre el tope y la base de la inversión (intensidad de la inversión) y el espesor de la capa ( $\Delta Z$ ).

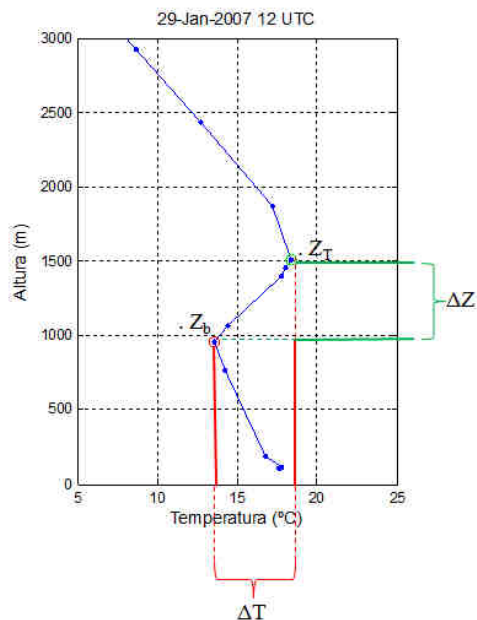


Figura 2.16. Perfil vertical con los distintos parámetros obtenidos para la capa de inversión en Antofagasta.

### 3. Caracterización básica de la Capa Límite

En el presente capítulo se muestra la caracterización de distintas variables que describen la capa de inversión así como los parámetros medios de la CL. Para esto, y desde ahora en adelante, sólo se usarán los perfiles que tengan todos sus indicadores iguales a cero, a los que se hará referencia como “sondeos perfectos”. Es importante señalar también que en este capítulo las variables obtenidas desde el radiosondeo estarán referidas a metros sobre el nivel del mar (msnm), con excepción de la estructura promedio que estará referida al nivel de la estación. Las variables de superficie lo estarán a metros sobre el nivel de superficie (msns; altura de la estación: 135 msnm).

#### 3.1. Estructura promedio

Los perfiles medios mostrados en la figura 3.1 se obtuvieron interpolando primeramente los sondeos perfectos que tuvieran la base de la inversión entre los 850 y 950 m, a una grilla vertical de espaciamiento constante de 50 metros, y luego promediando cada nivel desde enero de 1961 hasta diciembre del año 2007<sup>3</sup>.

Estos perfiles medios resultan similares a los perfiles teóricos mostrados por Stull (1988) y a los perfiles medidos en California publicados por Garratt (1994). En el perfil de temperatura,  $T$ , (Fig. 3.1a) se puede observar la persistente inversión térmica de subsidencia. La figura 3.1b muestra la temperatura potencial ( $\theta$ ), la que se obtuvo a partir de la ecuación 3.1. Se observa que ésta permanece prácticamente constante hasta la altura de la base de la inversión (o el tope de la CL). Desde la base y hasta el tope de la inversión, esta variable aumenta bruscamente con la altura, para luego seguir aumentando pero con un gradiente menor. La humedad relativa, HR, (Fig. 3.1c) aumenta con la altura dentro de la CL, llegando a un máximo en el tope de ésta (donde frecuentemente se encuentra el tope de la capa de Sc), con un valor medio sobre el 85%, el que desciende bruscamente al interior de la capa de inversión llegando a un mínimo medio menor al 20%. Sobre el tope de la inversión esta variable permanece casi constante con la altura. El perfil de la razón de mezcla de vapor,  $q$ , (Fig.3.1d), variable que se calculó a partir de la ecuación 3.2, indica una disminución leve dentro de la CL no superior a 1

---

<sup>3</sup> La base de datos cuenta con perfiles desde 1957 al 2008. Sin embargo, antes del año 1961 ningún sondeo cumple con el criterio establecido para ser un sondeo “perfecto” y el año 2008 cuenta con datos sólo hasta mayo, por lo que no serán considerados en el análisis.

g/kg. En la capa de inversión desciende bruscamente, llegando ser menor a los 4 g/kg en el tope de ésta. Sobre la inversión continúa disminuyendo, pero muy lentamente con la altura.

$$\theta = T \left( \frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}}$$

Ecuación 3.1. Temperatura potencial

$$q = 0.622 * \left( \frac{e}{p - e} \right)$$

Ecuación 3.2. Razón de mezcla

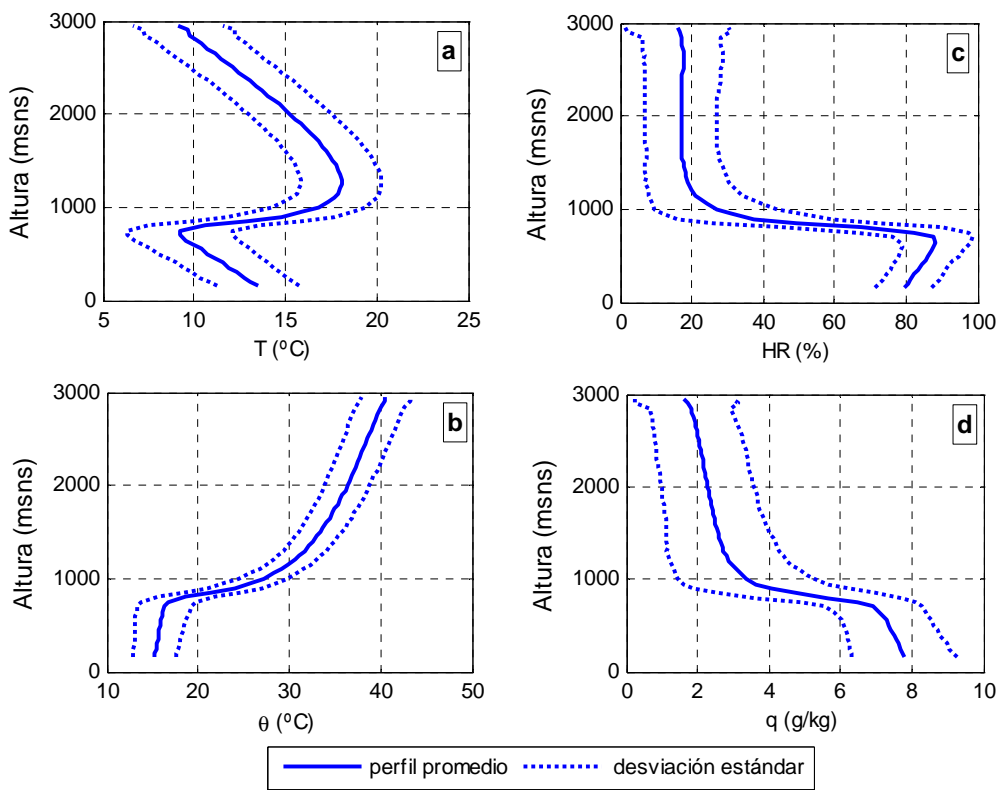


Figura 3.1. Perfiles verticales medios y sus rangos de desviaciones estándar. a) temperatura (T), b) temperatura potencial (θ), c) humedad relativa (HR), d) razón de mezcla de vapor de agua, en Antofagasta considerando sólo los sondeos perfectos (1961-2007) con la altura de la base de la inversión térmica entre 850 y 950 msns.

### 3.2. Inversión de subsidencia

Desde la base de datos con sondeos perfectos y a través del algoritmo de selección descrito en el capítulo 2, se obtuvieron para la inversión las variables de altura, temperatura y humedad relativa de la base, el tope y las diferencias entre ambos.

#### 3.2.1. Altura de la base

##### a. Serie de tiempo

En la figura 3.2 se observa que la serie de alturas de la base de la inversión de subsidencia (ver 2.3.1) es homogénea y no evidencia saltos importantes en el tiempo (el periodo distinto que se observa entre 1965 y 1970 aproximadamente es un periodo con poca cantidad de datos buenos, ver Fig. 2.12). Estas alturas se concentran entre los 500 y 1400 metros, aproximadamente. También se puede ver que el gráfico sugiere un ciclo anual y una tendencia negativa en el tiempo.

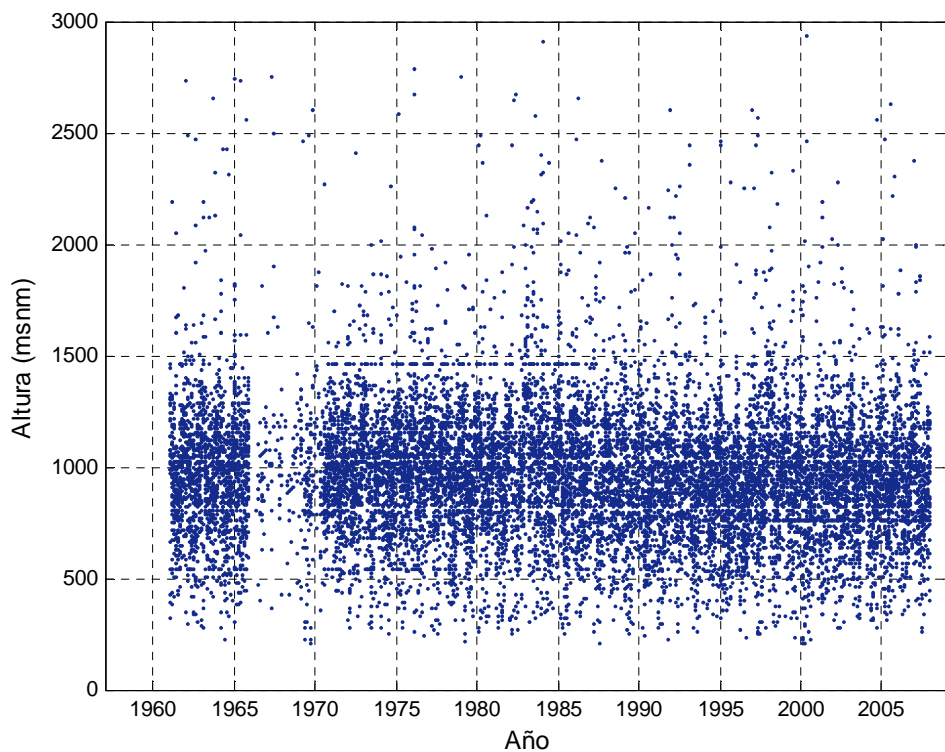


Figura 3.2. Altura de la base la inversión en Antofagasta a las 12 Z, para el periodo 1961-2007.



## b. Histograma

En el histograma de la figura 3.3 se muestra el porcentaje de ocurrencia de las alturas de la base de la inversión de subsidencia<sup>4</sup>, sin hacer diferencias por meses. Como se vio anteriormente la altura puede variar desde los 200 m a valores mayores a los 2000 m, concentrándose el 55% de los casos entre los 700 y 1100 metros. La altura media de la base de la inversión es de 922 m, con una desviación estándar de 282 m y una mediana de 952 m. Rutllant (1994) encontró que el promedio de la altura de la base de la inversión es de 890 m para el periodo 1959 y 1985, diferencias que serán discutidas más adelante.

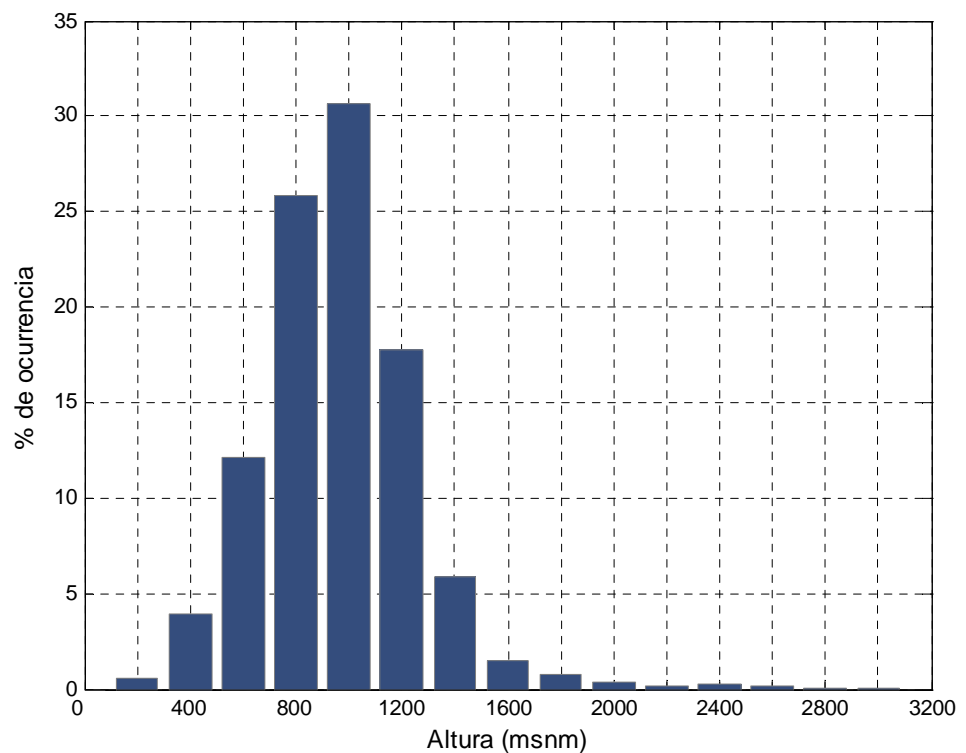


Figura 3.3. Histograma de la altura de la base de la inversión para Antofagasta a las 12Z, en el periodo 1961-2007.

## c. Variación estacional y de largo plazo

En la figura 3.4 se muestra la variación anual de la altura de la base de la inversión en Antofagasta, construida a partir de todos los perfiles considerados para el análisis. Se observa un

<sup>4</sup> Porcentaje de ocurrencia: Porcentaje de sondeos con alturas de la base de la inversión de subsidencia entre ciertos intervalos dados con respecto al total de sondeos perfectos con inversión.

ciclo anual con alturas menores entre mayo y agosto y mayores entre noviembre y febrero. El mínimo ocurre en julio con una mediana de 843 m, mientras que en el verano la altura de la base de la inversión alcanza un mayor valor, con un máximo en la mediana en enero, de 1111 m (tabla 3.1).

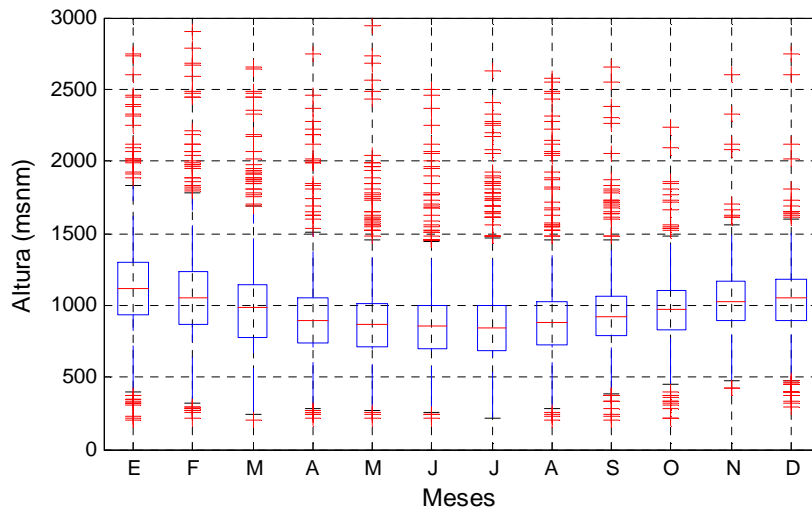


Figura 3.4. Variación anual de la altura de la base de la inversión en Antofagasta a las 12Z para el periodo 1961-2007. Cada boxplot muestra: la mediana: línea horizontal roja dentro de la caja, tercer cuartil ( $Q_{0,75}$ ): límite superior de la caja, primer cuartil ( $Q_{0,25}$ ): límite inferior de la caja, extremos líneas verticales azules: valores máximo y mínimos, cruces rojas: valores atípicos. Todos los gráficos de este tipo en adelante muestran las mismas medidas.

	Media (m)	Mediana (m)	SD (m)
<b>Enero</b>	1118	1111	329
<b>Febrero</b>	1058	1055	338
<b>Marzo</b>	975	980	323
<b>Abril</b>	905	897	277
<b>Mayo</b>	883	870	293
<b>Junio</b>	866	852	279
<b>Julio</b>	866	843	297
<b>Agosto</b>	893	879	281
<b>Septiembre</b>	934	925	252
<b>Octubre</b>	972	971	218
<b>Noviembre</b>	1025	1026	214
<b>Diciembre</b>	1039	1045	243

Tabla 3.1. Media, mediana y desviación estándar de la altura de la base de la inversión a las 12 Z en Antofagasta para el periodo 1961-2007.

La variación de la altura de la base en el largo plazo se ilustra en la figura 3.5. En ella no se muestra el periodo 1966-1970 en que la cantidad de perfiles “perfectos” es muy poca (menos de 250 días del año). Se puede distinguir una leve tendencia negativa durante el periodo, principalmente desde 1987. El detalle sobre el comportamiento de las tendencias se hará en el capítulo siguiente, sin embargo, es importante señalar que autores como Aceituno y Boisier (2006) encontraron una tendencia negativa de la base de la inversión desde el año 1977.

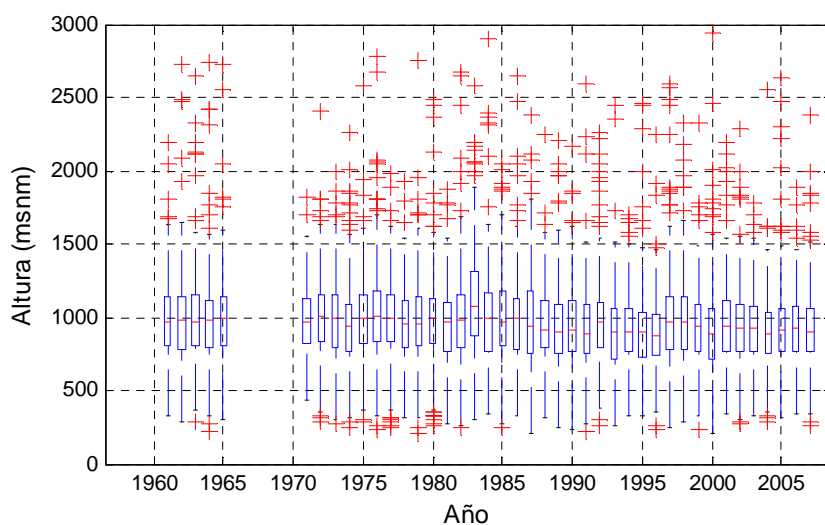


Figura 3.5. Variación interanual de la altura de la base de la inversión en Antofagasta a las 12Z, para el periodo 1961-2007.

Existen otros estudios en donde se obtienen para distintos periodos alturas de la base y del tope de la inversión. Los resultados de dos de éstos se muestran en la tabla 3.2 (Rutllant y Sippa (1971) y Rutllant (1994)), incluyendo además los resultados del presente estudio. Para el caso de la altura de la base de la inversión las mayores diferencias de alturas se dan en invierno y primavera (o mayo y noviembre, respectivamente, en el caso de Rutllant y Sippa (1971), meses que se pueden considerar representativos de cada estación). En el resto de las estaciones se encuentran también diferencias entre estudios, pero menores que en las estaciones antes mencionados. En el caso de la altura del tope la mayor diferencia entre los resultados de los distintos estudios ocurre para el invierno (Mayo). Estas diferencias se pueden deber a distintos factores, entre los que se destacan: a) el distinto periodo considerando, b) el algoritmo utilizado para obtener la capa de inversión que, por ejemplo, en el caso de Rutllant y Sippa (1971), considera también el descenso de humedad para obtener la altura de la base de la inversión, c) problemas con los perfiles de temperatura que, en el caso de los resultados aquí obtenidos, fue

minimizado a través de la validación realizada para la base de datos. Sin embargo, a pesar de estas diferencias, es importante señalar que en los tres casos las estaciones (o meses) con alturas mínimas y máximas coinciden.

<b>Rutllant y Sippa 1971</b>				
	<b>Zbase (m)</b>		<b>Ztope (m)</b>	
	<b>12Z</b>	<b>00Z</b>	<b>12Z</b>	<b>00Z</b>
<b>Febrero</b>	1109	1175	1486	1616
<b>Mayo</b>	902	962	1191	1270
<b>Agosto</b>	959	946	1205	1243
<b>Noviembre</b>	1069	1006	1362	1346
<b>Rutllant 1994</b>				
	<b>Zbase (m)</b>		<b>Ztope (m)</b>	
	<b>12Z</b>	<b>00Z</b>	<b>12Z</b>	<b>00Z</b>
<b>Verano</b>	1080	1004	1578	1705
<b>Otoño</b>	854	870	1445	1512
<b>Invierno</b>	838	830	1368	1425
<b>Primavera</b>	985	854	1518	1510
<b>Presente estudio</b>				
	<b>Zbase (m)</b>		<b>Ztope (m)</b>	
	<b>12Z</b>	<b>00Z</b>	<b>12Z</b>	<b>00Z</b>
<b>Verano</b>	1055	1149	1459	1664
<b>Otoño</b>	897	843	1365	1559
<b>Invierno</b>	852	789	1280	1336
<b>Primavera</b>	971	816	1393	1459

Tabla 3.2. Alturas para la base y el tope de la inversión en distintos estudios a las 12 y 00 Z en Antofagasta. Rutllant y Sippa (1971): Mediana de la altura de la base de la inversión para los meses de febrero, mayo, agosto, noviembre, durante el periodo 1962-1968, Rutllant (1994): Altura en metros geopotenciales (m) de la base de la inversión para las distintas estaciones del año durante el periodo 1959-1985, Presente estudio: Medias de la altura de la base de la inversión, para las distintas estaciones del año durante el periodo 1961-2007.

#### **d. Variación AM-PM**

A pesar de las limitaciones para caracterizar el ciclo diario de la inversión de subsidencia al sólo tener dos sondeos diarios, a las 12 Z (08 AM) y 00Z (08 PM), y que los perfiles de las 00Z sólo se extienden hasta finales del año 1986, se analiza cómo varía la altura de la base de la inversión en la mañana y en la tarde. Para esto sólo se consideraron las inversiones de los sondeos perfectos entre los años 1961 y 1986.

La figura 3.6 muestra que la altura de la base a las 00Z tiene un ciclo anual similar al de las 12 Z. La mediana de la altura de la base de la inversión desde abril hasta diciembre es mayor

en la mañana (AM) que en la tarde (PM). En enero y febrero, esta relación se invierte, pero con una menor diferencia entre ellas. Lo anterior concuerda en parte con lo que se encontró en Antofagasta durante el experimento DICLIMA (Rutllant et al., 1998), con un aumento en la tarde de la altura de la base de la inversión durante el mes de enero de 1997 (DICLIMA I), y un descenso en la tarde para julio de 1997 (DICLIMA II). En ambos casos se observó una dispersión importante con respecto a la media, lo que se puede explicar a partir de la interacción de lo que sucede bajo y sobre la inversión. Bajo la inversión de subsidencia la capa límite tiende a crecer durante el día, particularmente después del mediodía, cuando se intensifican los vientos del SW. En el mismo periodo, la componente de la divergencia zonal del flujo sobre la inversión tendería a hacerla descender (Rutllant et al., 1998).

La máxima diferencia de distribuciones se da entre los meses de septiembre y noviembre, con diferencias de medianas entre la tarde y la mañana de 136 m para septiembre, 182 m para octubre y 166 m para noviembre. La mínima diferencia de las medianas que ocurre entre la mañana y la tarde es de 19 m en el mes de marzo.

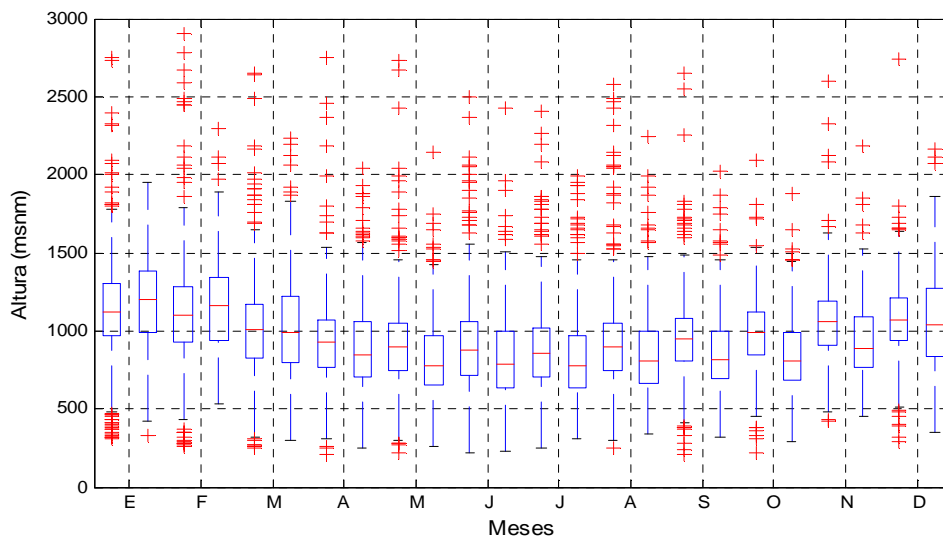


Figura 3.6. Variación anual de la altura de la base de la inversión en Antofagasta a las 12 Z (AM) y 00Z (PM), para el periodo 1961-1986. La caja ubicada hacia la izquierda de cada línea segmentada corresponde a la mañana (AM) y la que se encuentra hacia la derecha a la tarde (PM).

En la figura 3.7 se hace una comparación entre las estaciones de verano y primavera para la altura de la base de la inversión en la mañana y en la tarde. Se puede distinguir en

primavera (Fig. 3.7b) un descenso de la altura de la base durante la tarde, lo que podría estar explicado por un aumento en la subsidencia en la zona para esta estación. Para el verano se observa un comportamiento inverso (Fig. 3.7a).

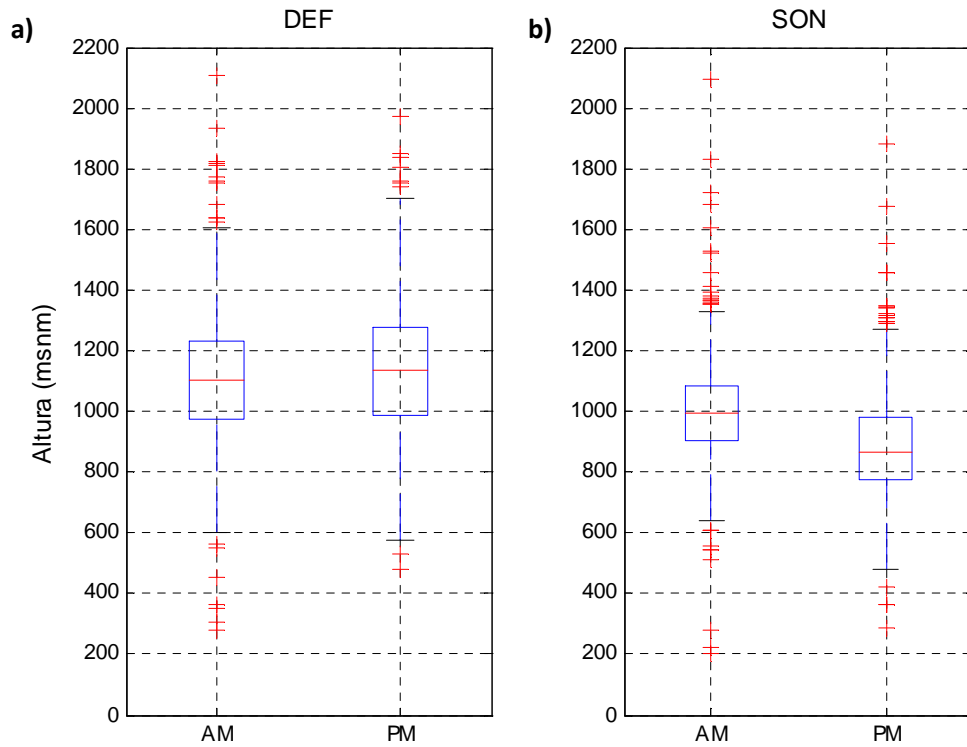


Figura 3.7. Variación de la altura de la base de la inversión en la mañana (AM) y en la tarde (PM) separada por estación. a) verano (DEF) y b) primavera (SON), para Antofagasta en el periodo 1961 a 1986.

### 3.2.2. Otros parámetros de la inversión de subsidencia

Además de la altura de la base de la inversión se identificaron otros parámetros de la capa, los cuales se muestran en la presente sección, representando sus series de tiempo y su variación anual y tendencias. Los resultados se restringen a los perfiles de las 12Z.

#### a. Espesor y altura del tope de la inversión

Otros parámetros importantes asociados a la capa de inversión son la altura del tope y su espesor (diferencia entre éste y la base de la inversión), variables que se muestran en la figura 3.8. La variación anual del tope de la inversión es similar a la que tiene la base. La mediana de la altura es menor en invierno y mayor en verano. Por lo anterior, la capa de inversión no

muestra una variación anual importante en su espesor, con distribuciones muy similares en cada mes. Los valores de las medianas del espesor se encuentran por debajo de los 500 metros todos los meses (Fig. 3.8b).

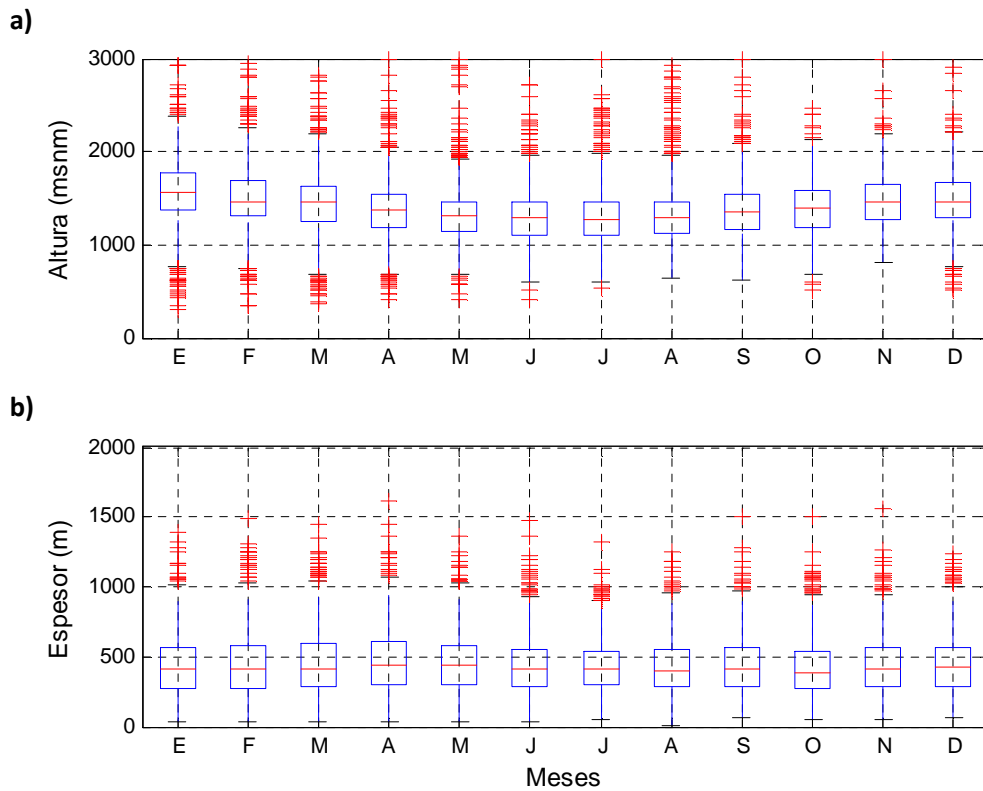


Figura 3.8. a) variabilidad anual del tope de la inversión en Antofagasta. b) variabilidad anual del espesor de la capa de inversión en Antofagasta, ambos a las 12Z para el periodo 1961-2007.

### b. Saltos de temperatura y humedad

Importantes resultan también los saltos de temperatura y de humedad asociados a la capa de inversión. En el caso de la temperatura en la base de ésta, en la figura 3.9a se observa que su ciclo anual presenta valores menores entre julio y octubre, meses que coinciden con la mayor cobertura nubosa en la zona (Berríos, 2008). Entre enero y marzo se alcanza una mayor temperatura en la base de la inversión. En el caso del tope (Fig. 3.9b), la temperatura muestra que durante el año los valores de su mediana no varían de forma importante, con una diferencia máxima de 1.5° C entre enero y mayo. Existe una mayor dispersión de las temperaturas del tope en invierno que en verano. Por último, la diferencia de temperatura entre el tope y la base,

mostrada en la figura 3.9c, indica la intensidad de la inversión, es mayor para el invierno y la primavera.

La razón de mezcla (Fig. 3.10a) muestra también variaciones anuales importantes en la base con menores valores en el invierno y primavera. Mientras que en el tope presentan variaciones en la mediana durante el año, pero parecieran ser menores que las que se registran en la base (fig. 3.10b). En cuanto a la diferencia de la razón de mezcla entre el tope y la base de la inversión (Fig. 3.10c), ésta pareciera no variar de manera importante durante el año.

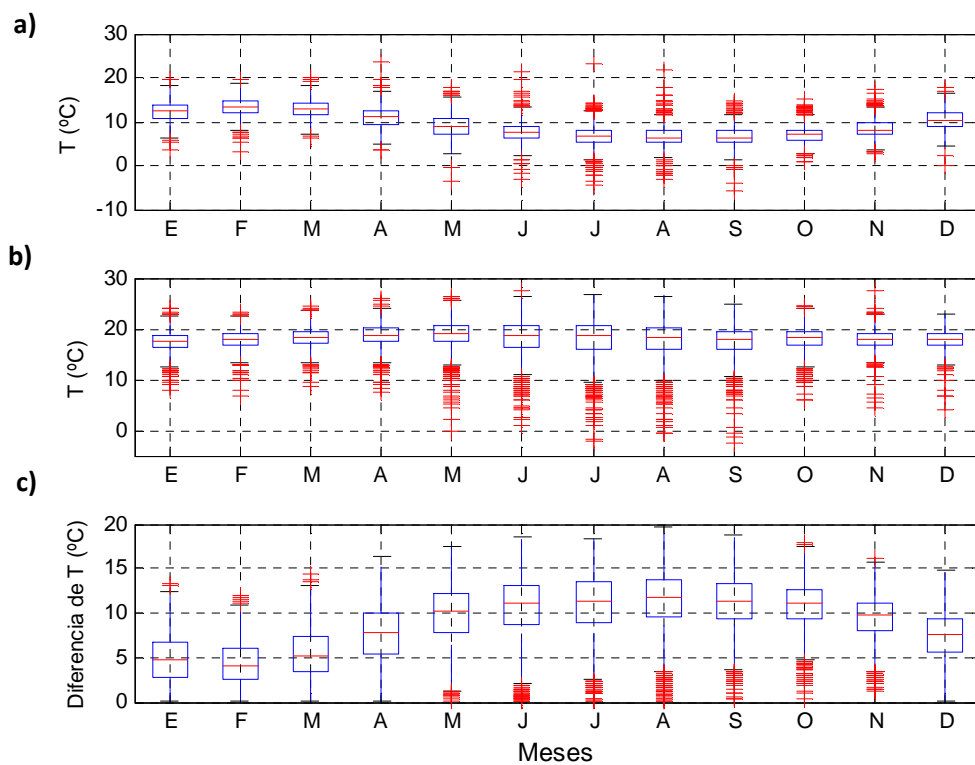


Figura 3.9. a) Variabilidad anual de la temperatura en la base de la inversión, b) variabilidad anual de la temperatura en el tope de la capa de inversión, c) variabilidad anual de la diferencia de temperatura entre el tope y la base de la capa de inversión. Los tres paneles en Antofagasta a las 12Z para el periodo 1961-2007.



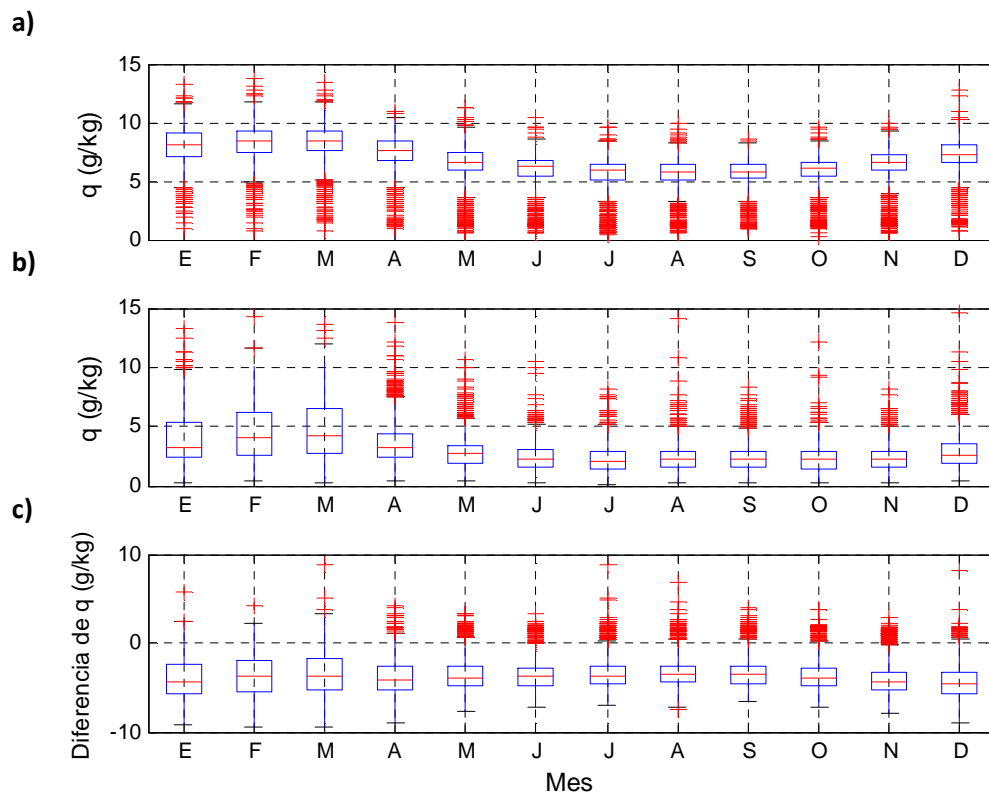


Figura 3.10 a) Variabilidad anual de la razón de mezcla de vapor en la base de la inversión, b) variabilidad anual de la razón de mezcla de vapor en el tope de la capa de inversión, c) variabilidad anual de la diferencia de la razón de mezcla de vapor entre el tope y la base de la capa de inversión. Los tres paneles en Antofagasta a las 12Z para el periodo 1961-2007.

La tabla 3.3 muestra los distintos valores obtenidos para las diferencias de altura, temperatura y razón de mezcla entre el tope y la base de la inversión en Rutllant y Sippa (1971), Rutllant, 1994 y el presente estudio. Las mayores diferencias en la intensidad de la inversión ( $\Delta T$ ) entre estudios ocurren para las estaciones de invierno y primavera. Rutllant y Sippa (1971) muestra inversiones menos intensas, comparadas con los otros dos estudios, en el invierno y en la primavera. En cuanto al espesor de la capa de inversión ( $\Delta Z$ ), se puede observar que éstos son bastante distintos entre los trabajos, coincidiendo los máximos espesores entre este estudio y el de 1994. La diferencia entre la razón de mezcla del tope y la base muestra una mayor similitud para ambos casos. Las diferencias, tal como se mencionó para el caso de las alturas, se pueden deber a la cantidad de años utilizados, recordando que en el estudio de Rutllant y Sippa (1971) se usaron 6 años de datos, en Rutllant, 1994 fueron 27 y el presente estudio 47 años. Otras

causas de esta diferencia se pueden deber a los criterios utilizados para la definición de la inversión de temperatura y a la validación de la base de datos.

<b>Rutllant y Sippa 1971</b>						
	$\Delta T$ (°C)	$\sigma_{\Delta T}$	$\Delta Z$ (m)	$\sigma_{\Delta Z}$	$\Delta q$ (g/kg)	$\sigma_{\Delta q}$
<b>Febrero</b>	4.0	2.5	377	210	-3.9	2.0
<b>Mayo</b>	7.1	3.2	289	191	-4.0	1.5
<b>Agosto</b>	7.8	4.0	246	162	-3.4	1.8
<b>Noviembre</b>	6.9	3.2	293	184	-3.6	1.5
<b>Rutllant 1994</b>						
	$\Delta T$ (°C)	$\sigma_{\Delta T}$	$\Delta Z$ (m)	$\sigma_{\Delta Z}$	$\Delta q$	$\sigma_{\Delta q}$
<b>Verano</b>	5.6	NR	498	NR	NR	NR
<b>Otoño</b>	7.2	NR	591	NR	NR	NR
<b>Invierno</b>	10.0	NR	530	NR	NR	NR
<b>Primavera</b>	10.0	NR	533	NR	NR	NR
<b>Presente Estudio</b>						
	$\Delta T$ (°C)	$\sigma_{\Delta T}$	$\Delta Z$ (m)	$\sigma_{\Delta Z}$	$\Delta q$	$\sigma_{\Delta q}$
<b>Febrero</b>	4.0	2.3	408	224	-3.8	2.2
<b>Mayo</b>	7.8	3.2	433	209	-4.0	1.9
<b>Agosto</b>	11.8	3.4	396	201	-3.6	1.8
<b>Noviembre</b>	9.8	2.4	412	204	-4.3	1.9

Tabla 3.3. Mediana y desviación estándar del espesor, intensidad y diferencia de razón de mezcla de la capa de inversión en Antofagasta para el periodo 1962-1968 (Rutllant y Sippa, 1971), 1959-1985 (Rutllant, 1994) y el periodo 1961-2007 (Presente estudio). NR: no reportado.

En el gráfico de la figura 3.11 se muestran en conjunto los ciclos anuales de los promedios de la temperatura y temperatura de punto de rocío ( $T_d$ ) y alturas de la base y del tope de la capa de inversión para Antofagasta. La temperatura de punto de rocío se obtuvo a partir de la humedad relativa y temperatura de la ecuación 3.3, ya que no se obtiene directamente desde los datos del radiosondeo en la base de datos finales (ver tabla 2.2). Se puede apreciar que la amplitud del ciclo anual de la temperatura es mucho mayor en la base que en el tope de la inversión. Para  $T_d$  la amplitud del ciclo de la base es aproximadamente la mitad que para el tope. Ambas variables muestran una mayor diferencia entre el tope y la base en las estaciones de invierno y primavera. Desde junio pareciera disminuir la diferencia entre  $T$  y  $T_d$  en la base, mientras que en el tope sería al contrario, con una mayor diferencia en estos meses.

$$t_d = \frac{B_1 * \left[ \ln\left(\frac{HR}{100}\right) + \frac{A_1 * t}{B_1 + t} \right]}{A_1 - \ln\left(\frac{HR}{100}\right) - \frac{A_1 t}{B_1 + t}}$$

Ecuación 3.3. Temperatura del punto de rocío. Ver detalle en Lawrence (2005).

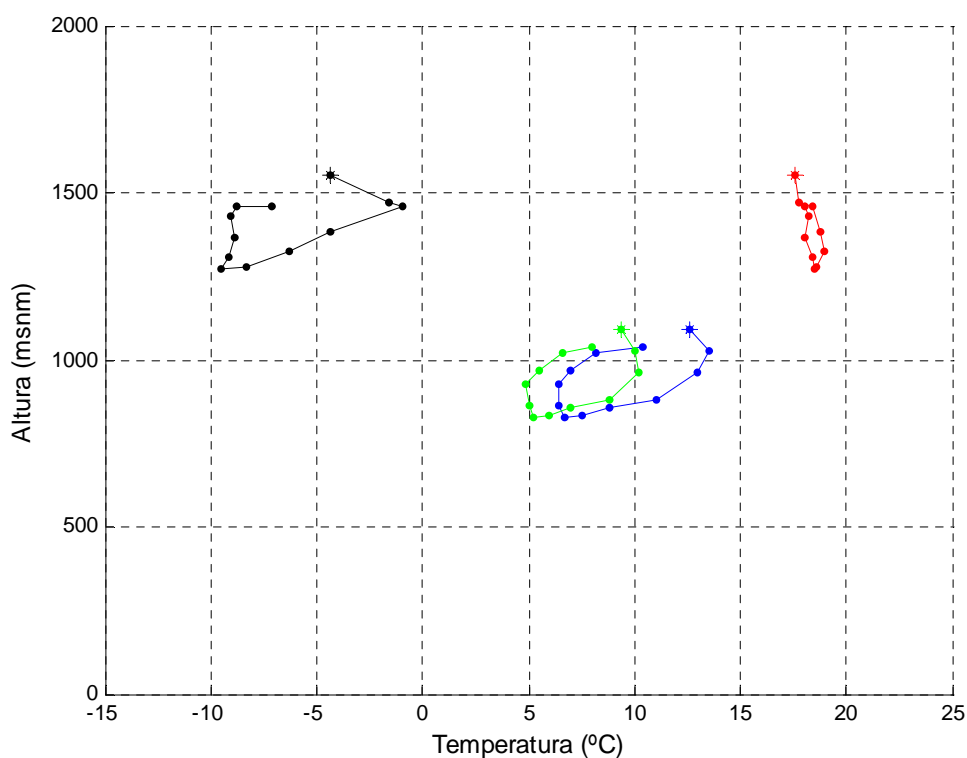


Figura 3.11. Ciclos anuales promedios de la temperatura en la base de la inversión (azul), la temperatura del punto de rocío (Td) en la base de la inversión (verde), temperatura en el tope de la inversión (rojo) y Td en el tope de la inversión (negro) en Antofagasta para el periodo 1961-2007. El asterisco (\*) indica al mes de enero, los puntos siguientes siguen el orden de los meses del año.

### 3.3. Inversión superficial

Las inversiones superficiales son características relativamente comunes en los perfiles de temperatura de las 12Z en Antofagasta producto del acelerado enfriamiento de la superficie durante la noche en condiciones despejadas principalmente. A continuación se muestra su

variabilidad anual y de largo plazo para todo el periodo (Fig. 3.12. a y b) y una comparación de su variabilidad anual para dos periodos de 10 años (Fig. 3.12c).

La inversión superficial muestra un aumento importante en su frecuencia de ocurrencia en Antofagasta (Fig. 3.12a), típicamente con menos de un 10% hasta el año 1982. Posterior a esto, el porcentaje de ocurrencia comienza a tener una frecuencia creciente, llegando a superar el 30% después del año 2000.

En cuanto a su variabilidad anual, considerando el periodo 1961-2007 (Fig. 3.12b), el otoño tiene un mayor porcentaje de ocurrencia, siendo máximo en abril. El menor porcentaje de ocurrencia de la inversión superficial ocurre en primavera, coincidiendo con el periodo con mayor cobertura nubosa en la zona, lo que podría explicar un enfriamiento menos intenso de la superficie para estos meses. Octubre es el mes dentro de la primavera donde se observa un mínimo en la ocurrencia.

Dada la tendencia observada en la frecuencia de ocurrencia de la inversión superficial, surge la pregunta de si existe también un cambio en su variación anual durante el periodo. Por esta razón se construyeron los histogramas mostrados en la figura 3.12c, para los periodos entre 1976-1985 y 1996-2005. Se puede distinguir que para el primer periodo, el máximo de ocurrencia es entre abril y junio, mientras que para el segundo periodo ocurre más acentuadamente en abril. El mínimo ocurre, para ambos periodos, en la estación de primavera, al igual que lo que se observó al considerar desde 1961 al 2007, con una frecuencia mucho mayor entre los años 1995-2005. Esta diferencia entre ambos periodos podría ser explicada físicamente por una posible asociación a una disminución de la nubosidad. Esta tendencia negativa de la cobertura nubosa sería consistente con lo publicado por Rutllant et al. (1998) y Berríos (2008). Sin embargo, otra de las causas de este aumento de la frecuencia de ocurrencia de inversiones superficiales, se puede deber a un efecto de resolución de los sondeos, la que ha mejorado en las últimas décadas (Durre y Yin, 2008).

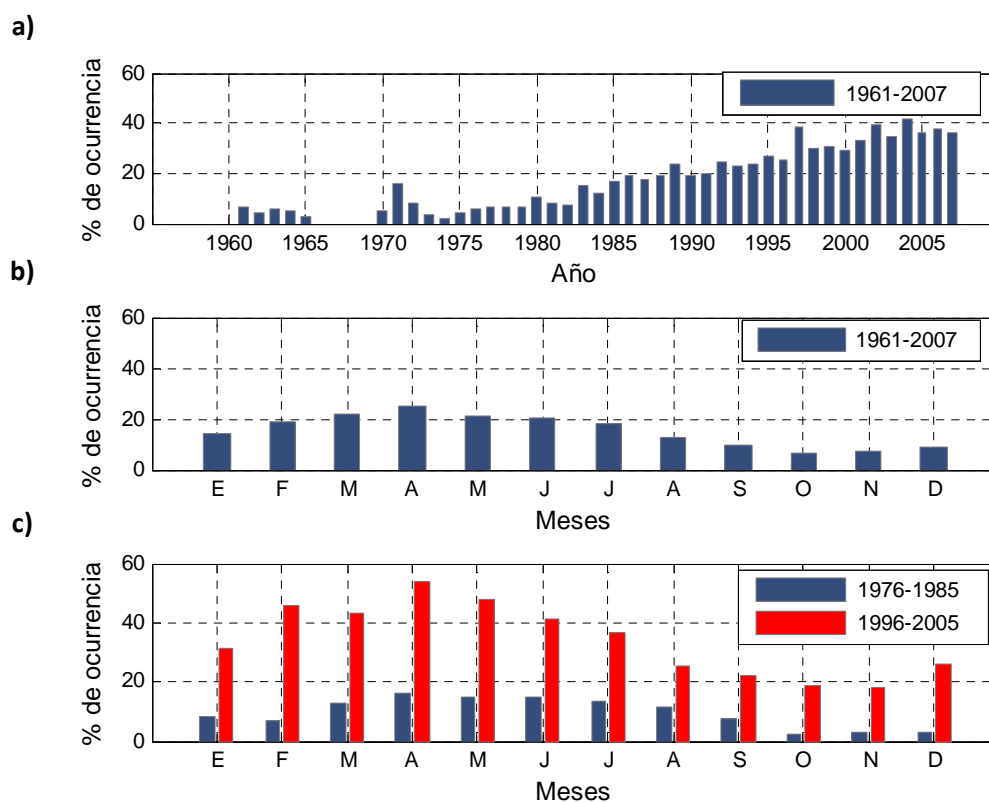


Figura 3.12. Porcentaje de ocurrencia de inversión superficial: a) largo plazo, b) variación anual considerando el periodo completo, c) variación anual considerando el periodo 1976-1985 (azul) y el periodo 1996-2005 (rojo).

### 3.4. Humedad en la CL

Se obtuvieron valores representativos de la humedad, a través de la razón de mezcla de vapor y la humedad relativa (HR), en la CL. Se calculó el promedio de ambas variables a partir de los 200 m (dejando así fuera las inversiones de superficie) y la altura de la base de la inversión de temperatura, que, como se ha mencionado anteriormente, puede indicar el tope de la CL.

La serie temporal de razón de mezcla de vapor media en la CL (Fig. 3.13a) parece mostrar un salto después del año 1986. Antes de esta fecha alcanza valores más altos que los que alcanza posteriormente, siendo al parecer los máximos los que disminuyen en el segundo periodo. Lo anterior puede tener una explicación tanto física como también a partir del cambio de base de datos que justamente se hace ese año (recordar que se pasa de sondeos principalmente de la base DGF a la base de datos de WYO (ver 2.2.2). En la serie también se aprecia un ciclo anual marcado. La figura 3.13b insinúa una tendencia negativa en esta variable

entre 1987 y el año 2005. En la figura 3.13c, se aprecia el ciclo anual de con valores menores de su mediana en invierno y primavera, y más alta en verano.

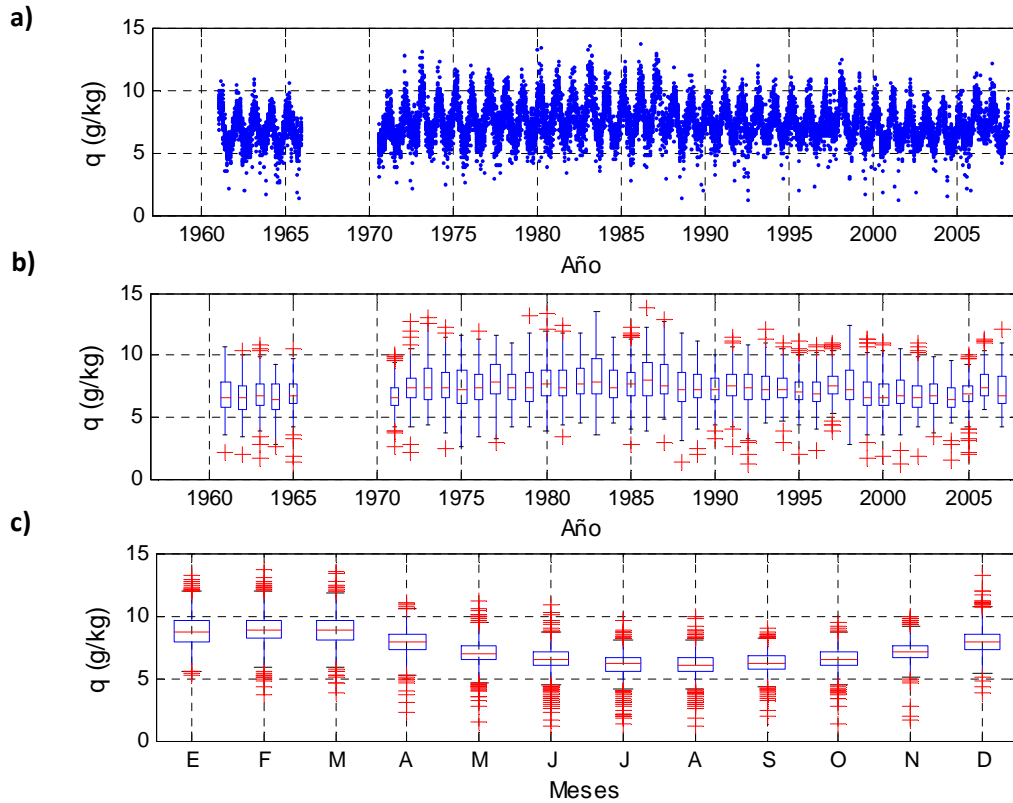


Figura 3.13. Razón de mezcla de vapor promedio en la CL (sobre los 200 msnm). a) series de valores diarios, b) variación a largo plazo, c) variación anual en Antofagasta para el periodo 1961-2007.

En la figura 3.14 se muestra la humedad relativa (HR) media en la CL, la cual se debe interpretar con precaución debido a que cambios en los sensores pueden afectar los resultados, además de que para el presente trabajo no fue validada como sí se hizo con la temperatura. La figura 3.14 (panel superior) muestra la serie de HR media, donde se observa que a comienzos de la década de los 90s existe una disminución de HR media en la CL, que termina en un brusco salto que ocurre el año 2005, el cual coincide con un cambio de sensor del radiosonda. El cambio de sensor del radiosonda RS92-SGP se inicio a partir del 03 de junio del 2005 en Antofagasta y se mantiene hasta la fecha. Además se registran otros dos cambios de sensores desde que se inician las mediciones en 1957: en los años 1986 y 1996 (Juan Quintana, comunicación personal). La disminución de esta variable en el tiempo será abordada de manera

más detallada en el capítulo siguiente. El panel inferior de la figura 3.14 muestra el ciclo anual de HR, con las medianas mayores en el invierno y la primavera.

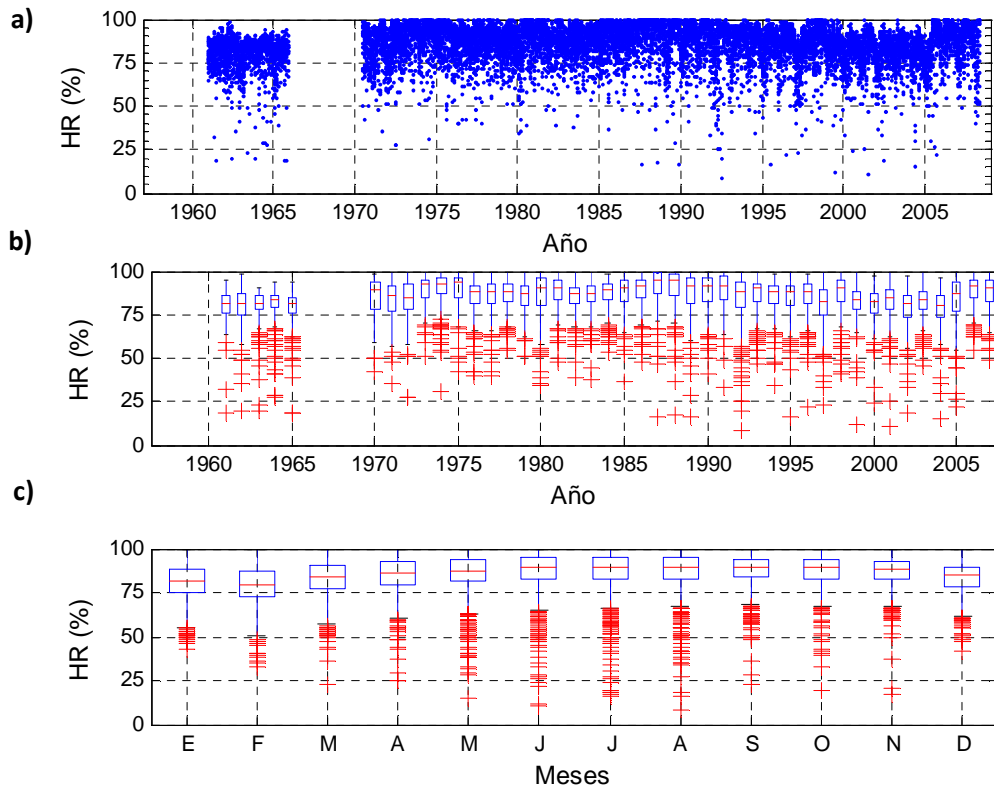


Figura 3.14. Humedad relativa media en la CL (sobre 200 msnm). a) series de valores diarios, b) variación a largo plazo, c) variación anual en Antofagasta para el periodo 1961-2007.

### 3.5. Temperatura potencial en la CL

La temperatura potencial media se calculó entre los 200 m y la altura de la base de la inversión. La figura 3.15a muestra que la temperatura potencial media varía típicamente entre los 10°C y 25°C, con un ciclo anual bien definido. Se puede observar que el año 1983 y el año 1997 existe un aumento en la mediana de esta variable, algo que se ve más claramente en el panel del centro de la figura en donde sus medianas estos años son mayores con respecto al resto. Estos años coinciden con años en la fase cálida de ENOS. En esta misma figura no se aprecia una tendencia de esta variable. En cuanto a su variación anual (Fig. 3.15c), las distribuciones mensuales son distintas en todos los meses, con medianas menores entre julio y octubre y mayores en verano.

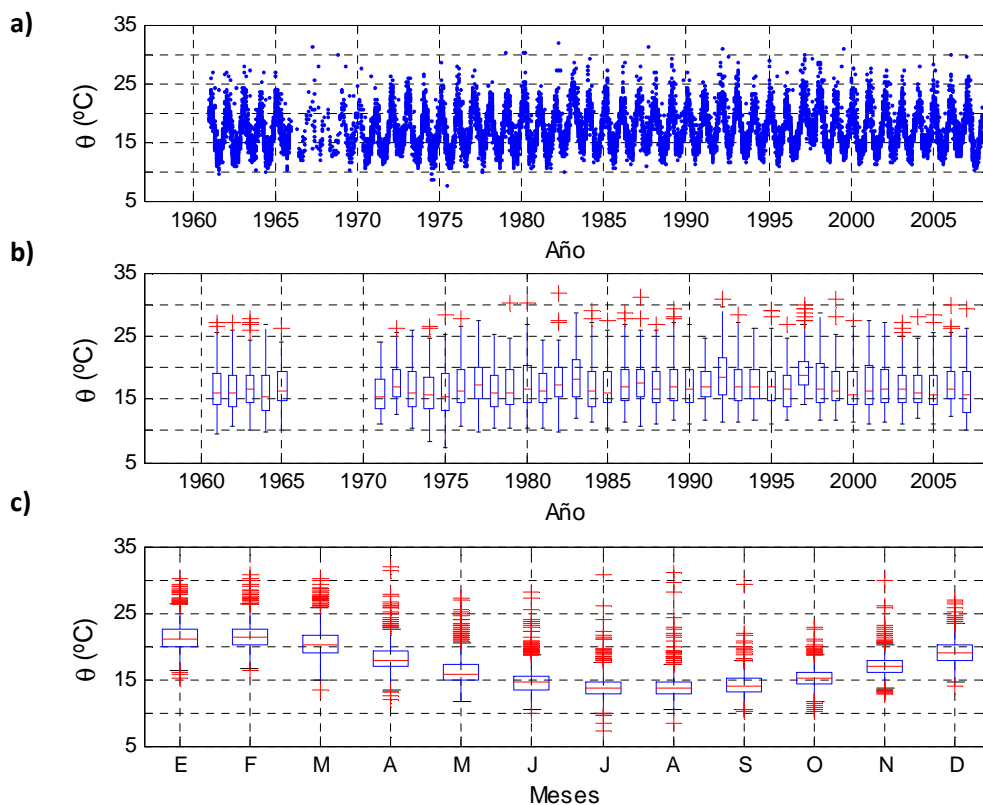


Figura 3.15. Temperatura potencial media. a) serie de valores diarios, b) variación a largo plazo, c) variación anual en Antofagasta para las 12 Z en el periodo 1961-2007.



### 3.6. Viento en la CL

En esta sección se muestran las componentes del viento medio dentro de la CL y sobre ésta, sus perfiles verticales medios y la distribución de frecuencia de su dirección en la vertical.

La figura 3.16a muestra que la componente zonal no presenta en promedio variaciones importantes durante el año con una intensidad media leve y una dirección predominante del Este bajo los 2500 m. La figura 3.16b muestra que la componente meridional media en la CL tiene diferencias pequeñas durante el año, con viento sur en la CL y norte sobre ella, con la diferencia más importante en invierno y primavera en donde la componente meridional sur del viento alcanza una mayor profundidad.

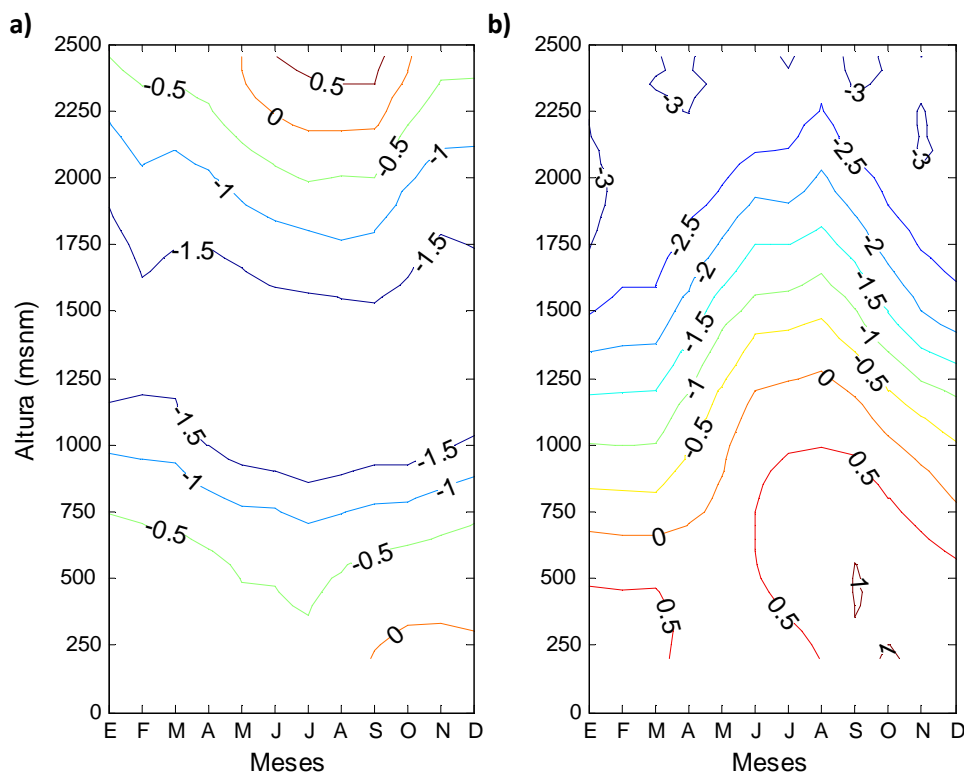


Figura 3.16. Ciclo anual entre los 200 y 2500 m de altura de: a) componente zonal del viento, b) componente meridional del viento con la altura en Antofagasta para las 12 Z en el periodo 1961-2007.

En la figura 3.17 se muestran los perfiles medios de la componente zonal y meridional del viento que complementa la figura anterior. Dentro de la CL la componente zonal promedio (azul) es del Este aumentando su intensidad con la altura, haciéndose levemente más intensa

entre los 1000 y 1500 m, altura dentro de la inversión (ver Fig. 3.1). Encima de este nivel, la componente zonal se va debilitando, aunque manteniéndose del Este hasta alcanzar una componente Oeste sobre los 2500 m. En el caso de la componente meridional, en promedio se mantiene del sur hasta el tope de la CLA. Sobre esta altura pasa a ser del norte aumentando su intensidad con la altura.

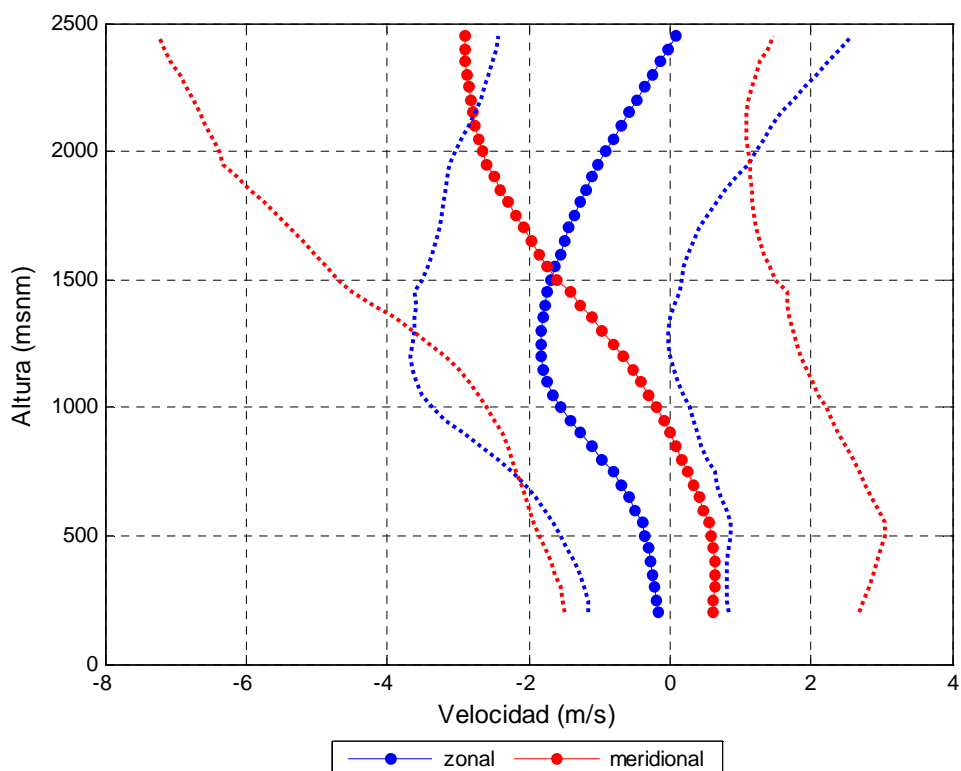


Figura 3.17. Perfiles verticales de la componente zonal y meridional media del viento y sus rangos de desviaciones estándar en Antofagasta para las 12 Z el periodo 1961-2007.

En la Figura 3.18 se observa la variación vertical de la frecuencia de la dirección del viento sobre la zona de Antofagasta para invierno y verano. Se puede observar que la frecuencia mayor en la CL, bajo los 1000 m, es del Sur en ambos casos, asociado al borde oriental del Anticiclón subtropical del Pacífico Sur. Alrededor de los 2000 metros, la mayor frecuencia es del Norte. Finalmente, sobre los 5000 m la componente más frecuente del viento es del Oeste, como es de esperar en la troposfera libre a la latitud de Antofagasta.

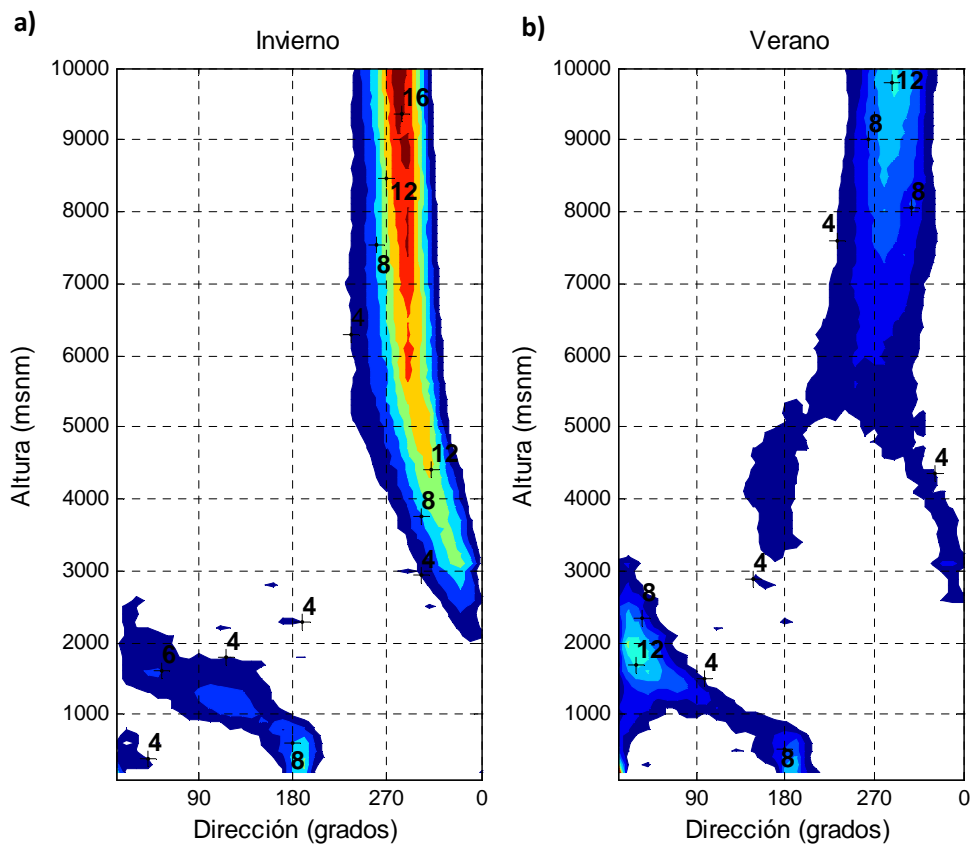


Figura 3.18. Frecuencia porcentual de la dirección del viento hasta los 10000 metros a) invierno, b) verano, en la zona de Antofagasta para las 12 Z en el periodo 1961-2007.

### 3.7. Observaciones de superficie

Resulta de interés poder relacionar las variables obtenidas del radiosondeo con variables de superficie y así tener una caracterización más completa de lo que ocurre en la CL. Con este fin se muestra a continuación el comportamiento de las variables en superficie, incluyendo además la temperatura superficial del mar (TSM), la que juega un importante rol en la dinámica de la capa límite marina. Es importante tener presente que cuando en esta sección se use la variable de altura, ésta es referida a nivel del suelo (msns), a diferencia de las variables derivadas del radiosondeo en la sección anterior que fueron referidas con respecto al nivel del mar.

#### 3.7.1 Variables meteorológicas

La figura 3.19 muestra la variación media diaria (hora local UTC-4) y anual de la temperatura, humedad relativa (HR), nivel de condensación por ascenso (NCA) y razón de mezcla (q) en superficie, todas estas variables mostradas en hora local. El nivel de condensación por ascenso se calculó según la ecuación 3.4, considerando la temperatura de la superficie. La figura 3.19a muestra cómo la temperatura en superficie (a nivel del cobertizo) es más baja en el invierno principalmente en la noche, mientras que durante el día las temperaturas son mayores en verano, con máximo entre las 13 y 14 horas. En cuanto a la HR (Fig. 3.19b), ésta no muestra una variación muy marcada durante el año, pero sí en el ciclo diurno, teniendo menores valores de HR durante el día que durante la noche, principalmente en primavera y verano. El NCA (Fig. 3.19c) alcanza mayores alturas después del mediodía y antes del anochecer, principalmente en verano. En la noche el NCA alcanza alturas mayores en invierno y primavera. La razón de mezcla de vapor (Fig. 3.20d) muestra mayores valores durante todo el día en verano y menores en invierno y primavera.

$$NCA = 125 * (t - t_d)$$

Ecuación 3.4. Nivel de condensación por ascenso. Ver detalles en Lawrence (2005).

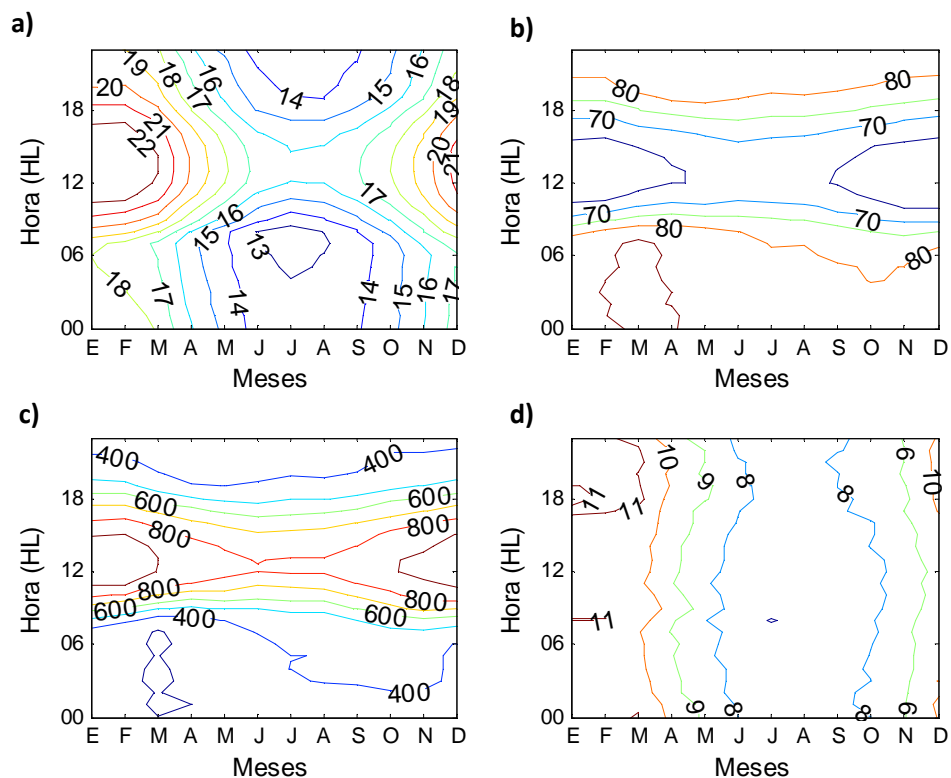


Figura 3.19. Variación diaria y anual: a) temperatura superficial (°C), b) humedad relativa (%), c) Nivel de condensación por ascenso en superficie (msns), d) razón de mezcla (g/kg). Periodo 1979-2007. HL corresponde a la Hora Local (UTC-4)

En superficie la componente zonal media del viento (Fig. 3.20a) es débil en la noche con una dirección promedio del Este sólo en las noches del verano y del otoño. Para el caso de la componente meridional del viento en superficie (Fig.3.20b) se mantiene en promedio del sur para casi todo el día y año. Las menores intensidades medias se dan en las horas previas a la salida del sol, en el invierno, abarcando un mayor periodo de tiempo con viento meridional menos intenso en otoño e invierno. El viento Sur más intenso ocurre en la tarde, especialmente en los meses más cálidos.

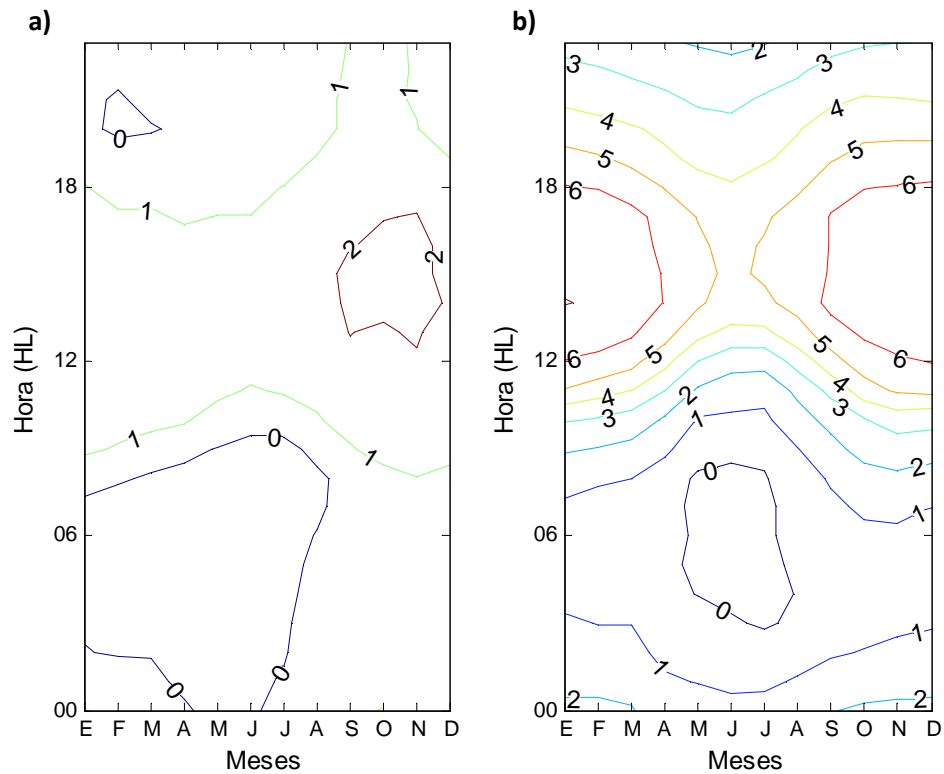


Figura 3.20. Variación media diaria y anual de: a) la componente zonal (m/s), b) la componente meridional (m/s) en superficie para Antofagasta en el periodo 1979-2007. HL corresponde a la Hora Local (UTC-4)

### 3.7.2 Nubosidad baja

#### a. Distribución de alturas

La figura 3.21 muestra el porcentaje de ocurrencia de la altura del techo nuboso durante la noche con respecto a las horas de la noche consideradas con observaciones. Para obtener estos resultados se consideraron los techos nubosos con una altura menor a los 2000 m y durante la noche (00, 03, 06, 09 y 12 Z). Se observa que la mayor ocurrencia de alturas ocurre entre los 450 y 750 metros.

Se debe indicar que la altura del techo nuboso se realiza como una observación visual utilizando puntos de referencia con alturas conocidas en torno a la estación meteorológica y no es una medida instrumental.

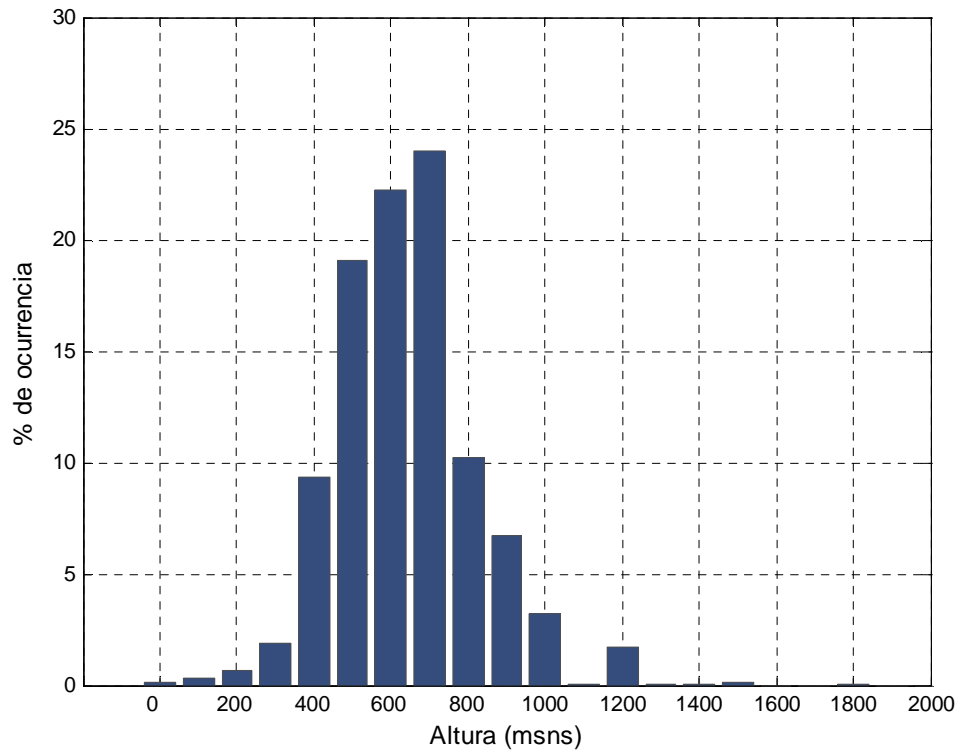


Figura 3.21. Histograma de la altura del techo nuboso (menor a 2000 m) en la noche (00, 03, 06, 09, 12Z) para Antofagasta, en el periodo 1979-2007.

### b. Ciclo diario

La figura 3.22 muestra el porcentaje de ocurrencia de nubes bajas en Antofagasta cada 3 horas. Podemos observar que la mayor ocurrencia de nubes bajo los 2000 m ocurre en la noche. Entre las 15 y 21 Z, el porcentaje de ocurrencia puede ser menor al 5%

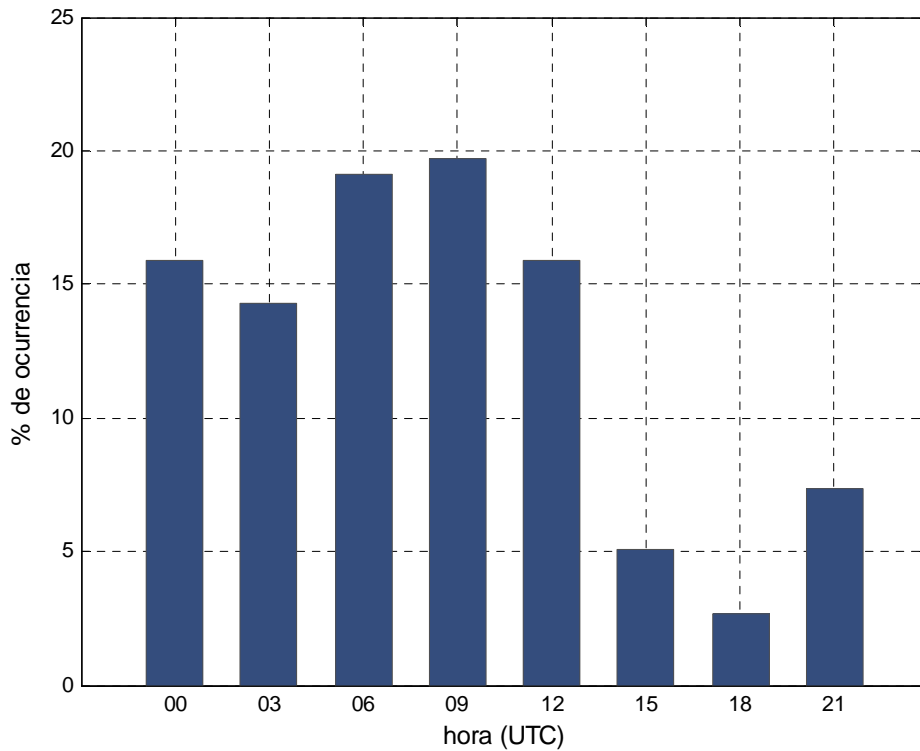


Figura 3.22. Histograma de ocurrencia de techo nuboso (menor a 2000 m) para las horas: 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21Z, para Antofagasta, en el periodo 1979-2007.

### c. Ciclo anual

En la figura 3.23 se observa el porcentaje de ocurrencia por mes, con respecto al total de horas con observaciones por mes en el total de años, considerando alturas menores a los 2000 metros y de todas las horas, tanto para el día como la noche. Entre mayo y noviembre se presenta un mayor porcentaje de ocurrencia de techo nuboso en la zona, alcanzando cerca del 50% de ocurrencia en agosto y septiembre. La estación con menor ocurrencia de techo nuboso es la de verano, con febrero como el mes con menor porcentaje.



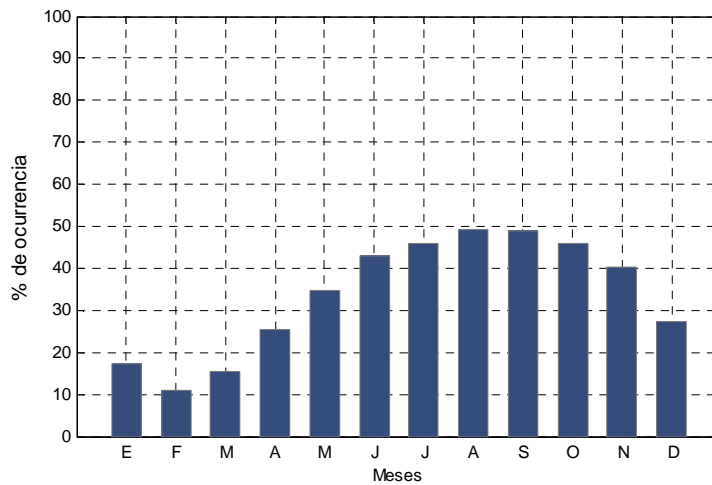


Figura 3.23. Ocurrencia anual de techo nuboso (ceiling) en Antofagasta (Cerro Moreno) para el período 1979-2007,

En cuanto a la variabilidad anual de la altura del techo nuboso (Fig. 3.24), se puede observar que ésta tiene un mínimo en invierno cuando ocurren los techos más bajos, y una dispersión mayor en verano, cuando la mediana es mayor.

La variabilidad a largo plazo de la altura del techo nuboso, la que es mostrada en la figura 3.25, sugiere una tendencia negativa durante el periodo que se está analizando, disminuyendo la mediana de su altura, llegando a los 500 metros aproximadamente el año 2007. En el siguiente capítulo, al igual que con otras variables de la CL, se entrará en más detalle sobre las tendencias de las distintas variables.

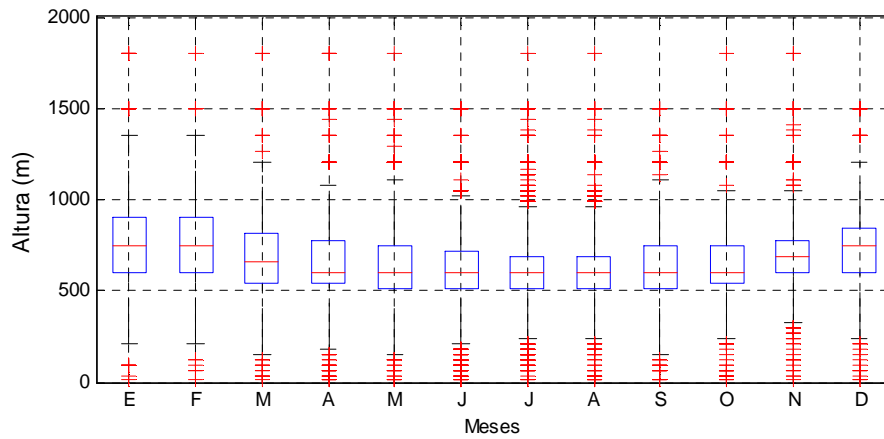


Figura 3.24 Variabilidad anual del techo nuboso en Antofagasta para el período 1979-2008, desde la estación de Cerro Moreno.

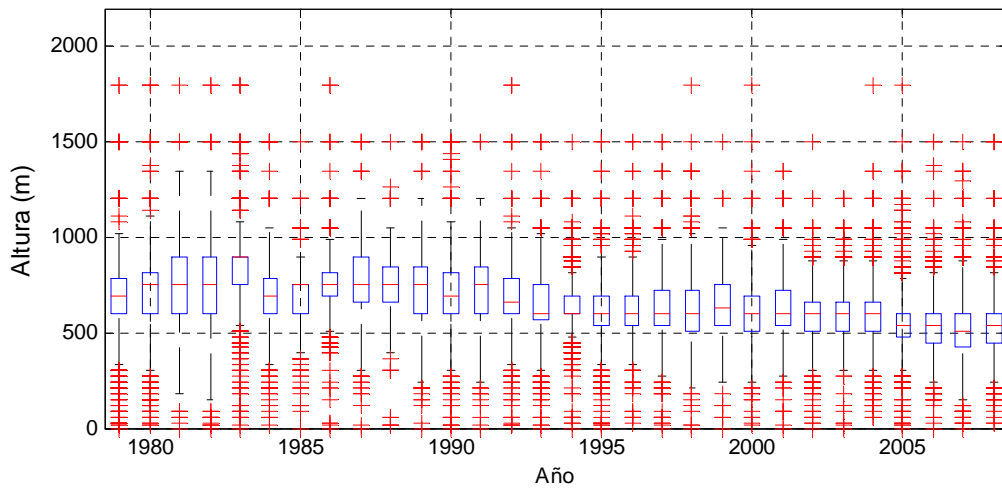


Figura 3.25. Variabilidad de largo plazo de la altura del techo nuboso en Antofagasta para el período 1979-2008, desde la estación de Cerro Moreno.

### 3.7.3 Temperatura superficial del mar

En la figura 3.26 se puede observar la serie de datos de TSM horaria en la costa de Antofagasta, mostrando un marcado ciclo anual, con temperaturas entre los 14 y 23° C. No se observan saltos en la serie.

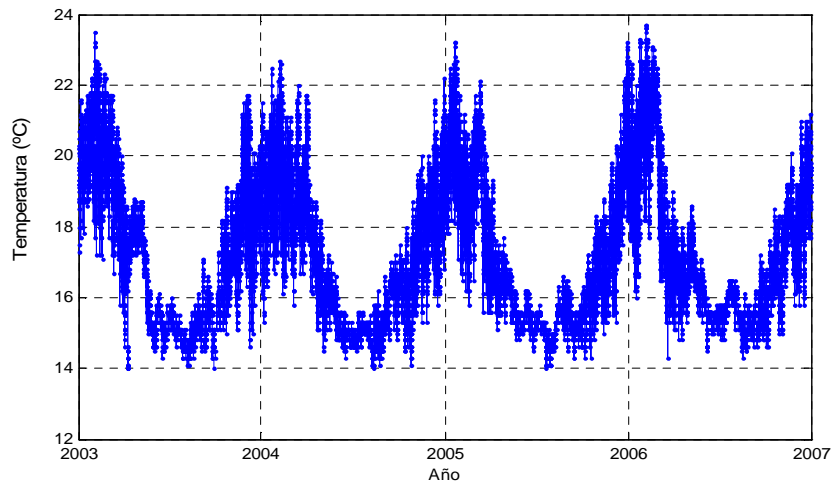


Figura 3.26. Serie de temperatura superficial del mar horaria para Antofagasta, para el periodo 2003 a 2006.

La variabilidad anual de la TSM tiene un mínimo en su mediana en invierno y máxima en verano. Es notoria la diferencia entre las dispersiones que se observó en verano e invierno, siendo mucho mayor en la primera (Fig. 3.27).

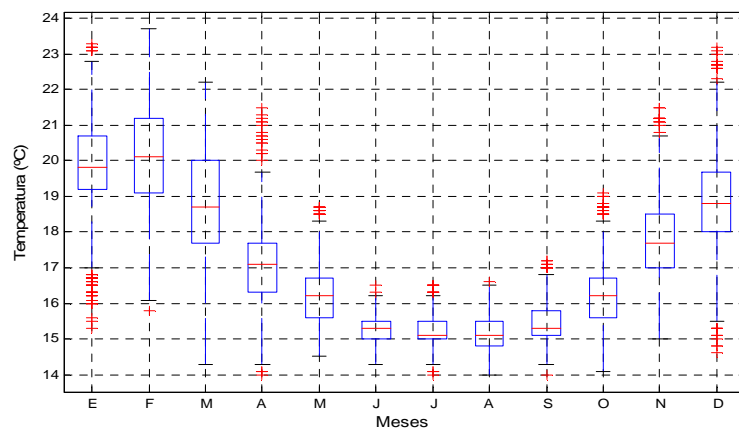


Figura 3.27 Variabilidad anual de la temperatura superficial del mar para Antofagasta, para el periodo 2003 a 2006.

## 4. Variabilidad de la CL

### 4.1. Comparación de la CL para noches nubladas y despejadas

En la presente sección se presentan los resultados obtenidos al hacer una comparación entre días con noches nubladas y despejadas en el caso de las variables de superficie y para perfiles verticales bajo las mismas condiciones.

El criterio usado para definir las noches nubladas y despejadas usó como base las observaciones de techo nuboso, calculándose un índice que representa la fracción nubosa ( $f_n$ ) durante las noches en Antofagasta. Específicamente, esta fracción se obtuvo de las observaciones de techo nuboso de las 00, 03, 06, 09 y 12 Z, considerando cuántas horas (de las 5 consideradas) tienen techo nuboso sobre la cantidad de horas con observaciones por noches. Este índice, por lo tanto, va desde cero en noches que llamaremos despejadas, hasta 1 en noches que consideraremos principalmente cubiertas.

Se observa en la figura 4.1 que la mayor cantidad de noches con cielo cubierto se da en invierno y primavera y la menor en verano.

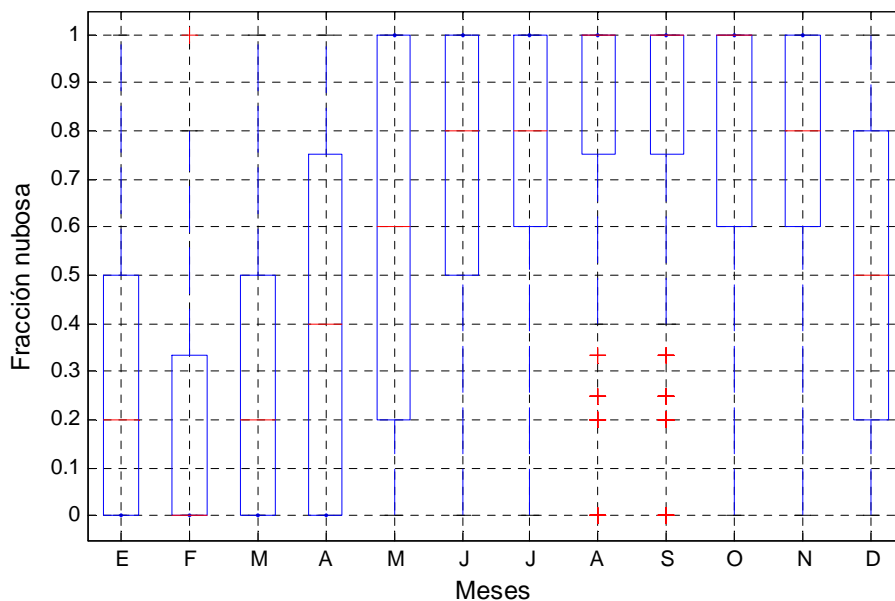


Figura 4.1 Distribución mensual de la fracción nubosa para las noches en Antofagasta para el periodo 1979-2008.

A continuación se presentan los ciclos diarios para los distintos meses de las variables de superficie y de los perfiles verticales para el periodo 1979 al 2007. El análisis se hizo a partir

de la fracción nubosa, definiendo las noches despejadas como  $f_n < 0.3$  y las noches nubladas como  $f_n > 0.7$ .

#### **4.1.1. Variables de superficie**

##### **a. Temperatura y temperatura del punto de rocío**

Se observa en la figura 4.2 que en los casos de las noches nubladas, como es de esperar, la temperatura durante la noche se mantiene relativamente constante, al existir una cubierta nubosa que no permite un enfriamiento marcado. En cambio, en las noches despejadas la temperatura desciende más que en noches nubladas. Esto ocurre hasta cerca de la salida del sol. Posteriormente las temperaturas, en ambos casos, comienzan a subir de manera similar. Esto último indicando que en la mayoría de los casos con nubosidad nocturna, ésta comienza a disiparse en las primeras horas de la mañana en Antofagasta.

La temperatura del punto de rocío durante los días con noches nubladas muestra un leve descenso durante las primeras horas del día. En los días con noches despejadas, se observa un salto brusco alrededor de las 12 Z. Al igual que en el caso de las temperaturas durante la noche,  $T_d$  muestra diferencias entre condiciones nubladas y despejadas, sin embargo, entre marzo y agosto se observan diferencias también durante el día entre ambas condiciones.

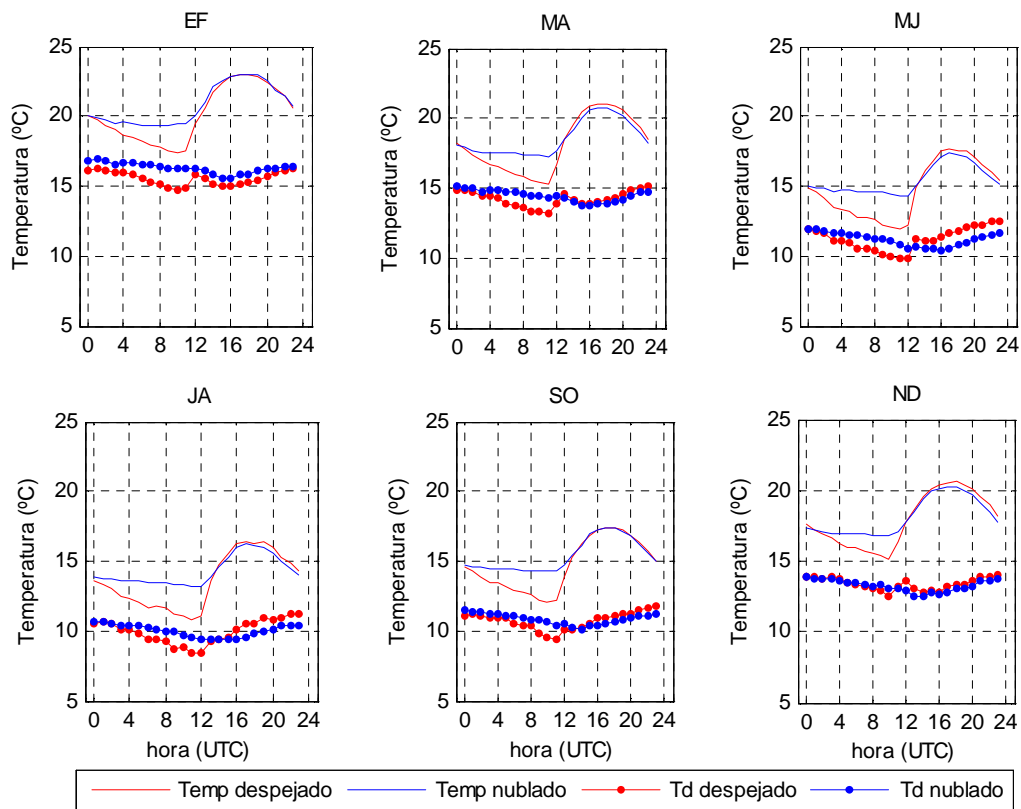


Figura 4.2 Ciclo diario de la temperatura del aire y de la temperatura del punto de rocío para noches nubladas y despejadas separados en periodos bimensuales para 1979-2007 en Antofagasta.

## b. Humedad Relativa

En el caso de la Humedad Relativa en superficie, se puede observar (Fig. 4.3) que entre mayo y diciembre la HR promedio a las 00 Z es prácticamente la misma en las noches nubladas como en las despejadas. En el caso de noches despejadas la HR aumenta, mientras que cuando hay presencia de nubosidad permanece prácticamente constante. Durante las estaciones con mayor cantidad de nubosidad (invierno y primavera) la HR en la noche sigue siendo mayor en condiciones de noches despejadas, debido a la menor temperatura que se alcanza, teniendo de esta manera una menor presión de saturación.

Durante el día en condiciones de noches nubladas y despejadas, existe una diferencia mayor de HR en mayo a octubre y en enero y febrero.

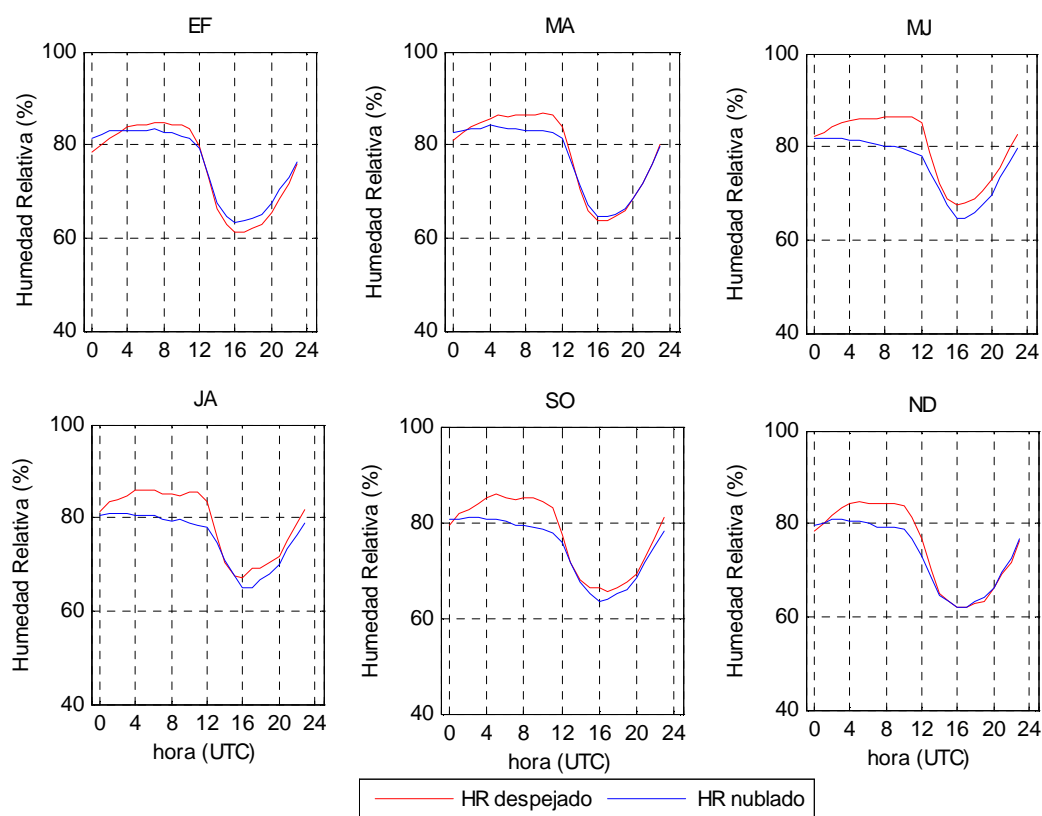


Figura 4.3 Ciclo diario de la humedad relativa para noches nubladas y despejadas separados en periodos bimensuales para 1979-2007 en Antofagasta.

### c. Componente zonal y meridional del viento

La componente zonal del viento (figura 4.4) muestra que durante las noches despejadas mantiene una dirección del Este, que pasa a ser del Oeste desde las primeras horas de la mañana. En el caso de los días con noches nubladas la componente del viento zonal en general se mantiene del Oeste con excepción de un par de horas cerca del amanecer entre mayo y agosto en donde es del Este.

La componente meridional del viento promedio muestra una dirección del Sur prácticamente todo el año para noches nubladas y despejadas, con excepción de unas horas alrededor de las 12Z, desde mayo a agosto. Durante los meses con mayor nubosidad se observa una mayor diferencia entre las noches nubladas y despejadas.

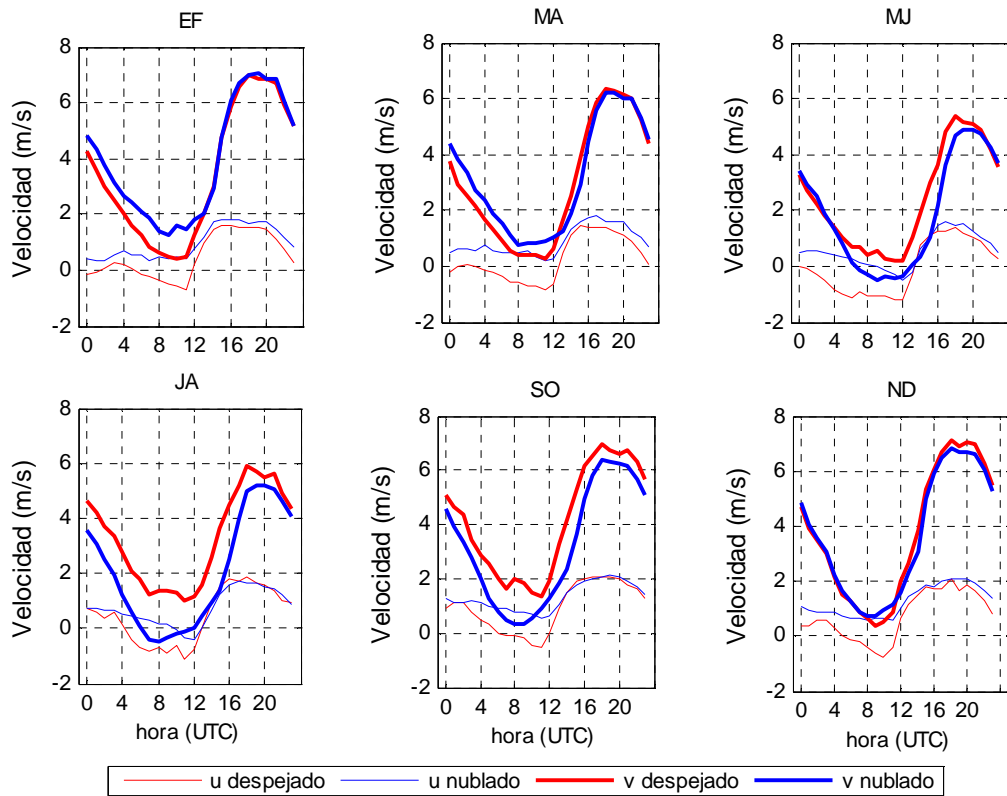


Figura 4.4. Ciclo diario de componente zonal (líneas delgadas) y meridional del viento (líneas gruesas) para noches nubladas y despejadas separados en periodos bimensuales para 1979-2007 en Antofagasta.

#### 4.1.2. Perfiles verticales

A continuación se presentan los perfiles verticales medios de las variables de los radiosondeos separadas cada dos meses. Luego se muestran los perfiles medios separados en dos periodos, diciembre a febrero (DEF) y agosto a octubre (ASO). En cada caso los promedios se hacen separadamente sobre noches nubladas y despejadas.

##### a. Temperatura

Se observa en la figura 4.5 que los perfiles de temperatura alcanzan menores valores en condiciones de noches nubladas en la parte superior de la CL y gran parte de la capa de inversión. Sobre esta la situación se invierte, siendo más fríos los perfiles correspondientes a



cielos despejados. La diferencia entre ambas condiciones parece ser mayor en invierno y primavera. Sobre este nivel, los perfiles son más fríos en noches despejadas, con una mayor diferencia entre ambas condiciones nuevamente en invierno y primavera.

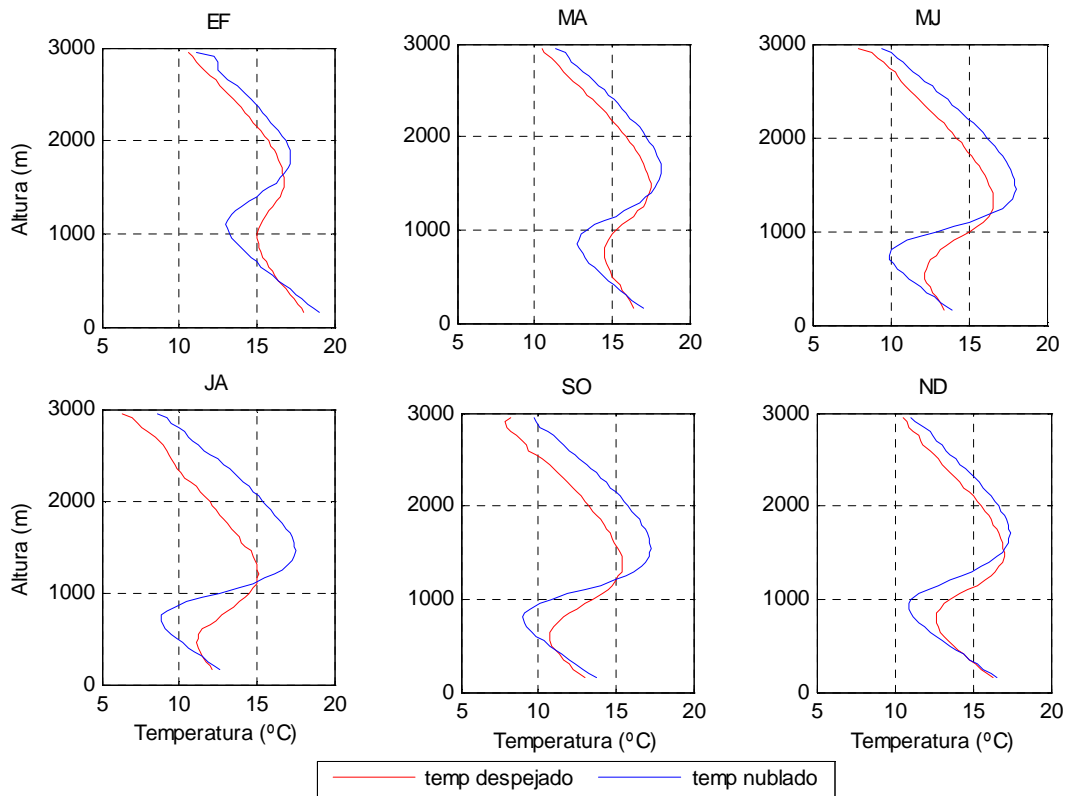


Figura 4.5. Perfiles medios de temperatura en Antofagasta para el periodo 1979-2007 a las 12Z.

## b. Humedad Relativa

En los perfiles de HR (Fig. 4.6) se observa que al comparar su comportamiento en condiciones de noches nubladas y de noches despejadas, bajo cierto nivel que varía en los distintos pares de meses (entre los 1000 y 2000 metros), el perfil en noches despejadas muestra en general que la HR alcanza menores valores que en la condición de noches nubladas. Esta situación se invierte sobre este nivel para todos los meses, haciéndose más seco el perfil en el caso de los días con noches nubladas (Fig. 4.6).

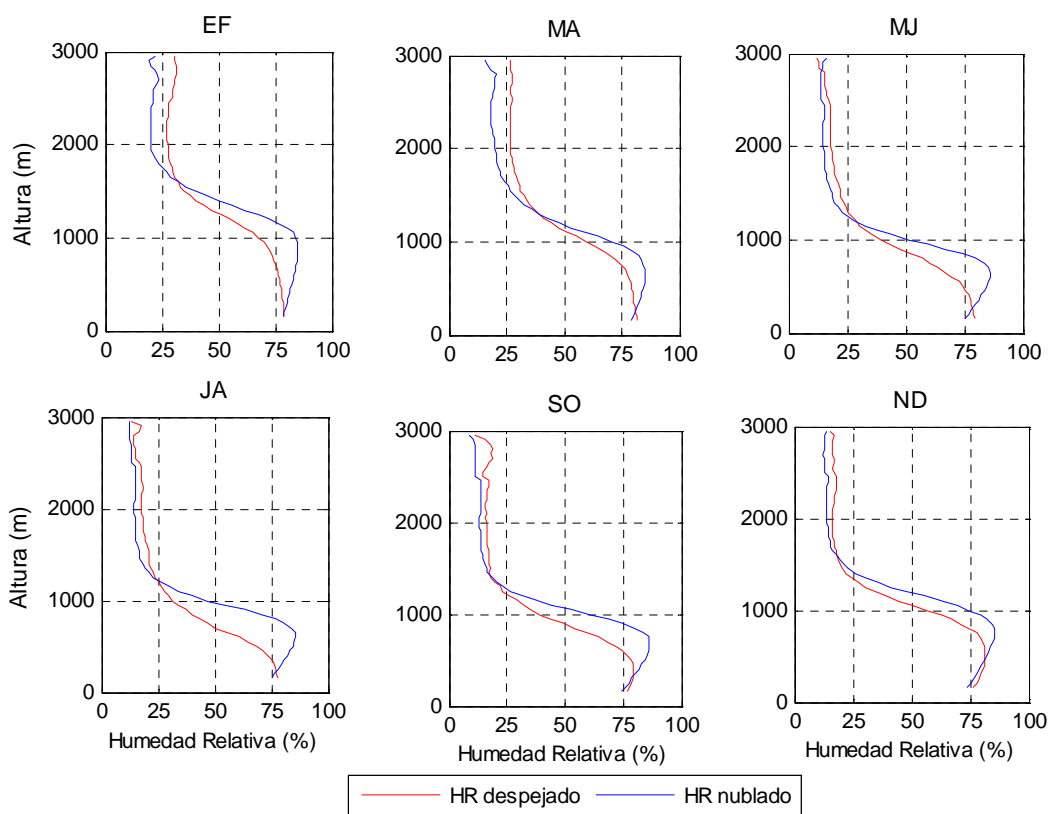


Figura 4.6. Perfiles medios de humedad relativa en Antofagasta para el periodo 1979-2007 a las 12Z.

### c. Viento

En la figura 4.7 no se muestra una diferencia importante en la componente zonal del viento bajo las dos condiciones hasta cerca de los 1000 metros. Sobre este nivel, la mayor diferencia se observa en el periodo entre julio y diciembre, presentándose a menor altura al ir avanzando en los meses.

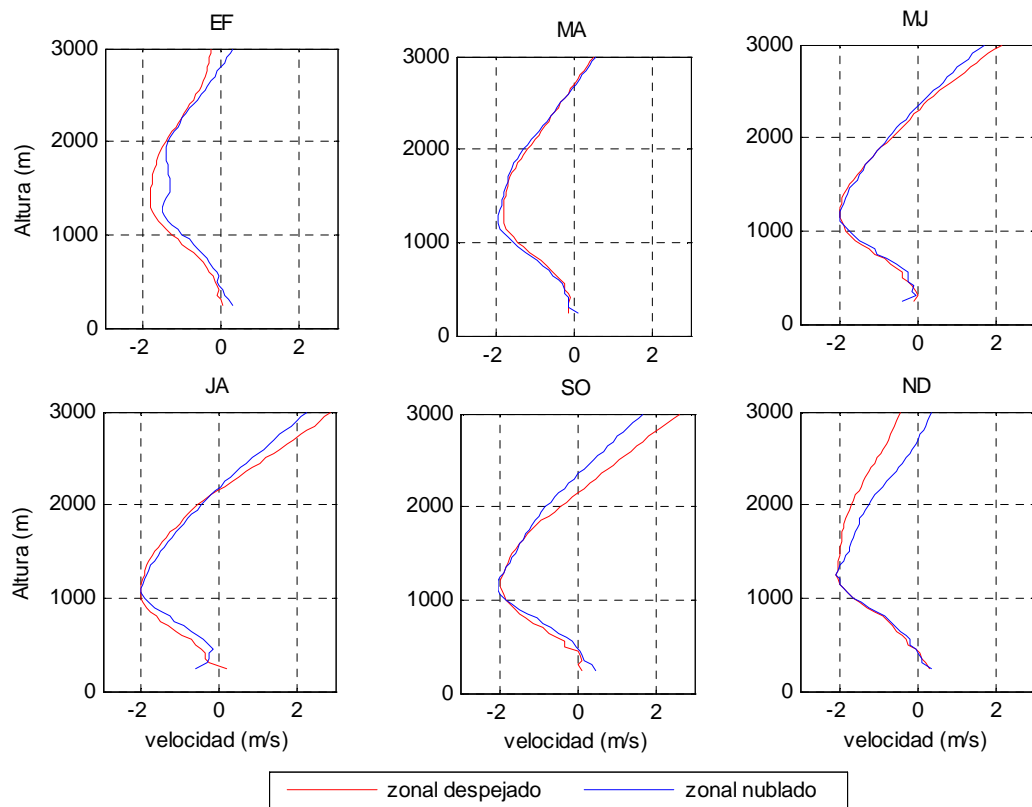


Figura 4.7. Perfiles medios cada dos meses de la componente zonal del viento en Antofagasta para el periodo 1979-2007 a las 12Z.

Bajo los 1000 m, la componente meridional (Fig. 4.8), presenta la mayor diferencia entre las condiciones de noches nubladas y despejadas entre mayo y octubre, siendo más intensa la componente Sur en el caso de noches despejadas. Sobre este nivel, la componente meridional media es del norte, con mayores velocidades en el caso de noches despejadas y para las estaciones de invierno y primavera.

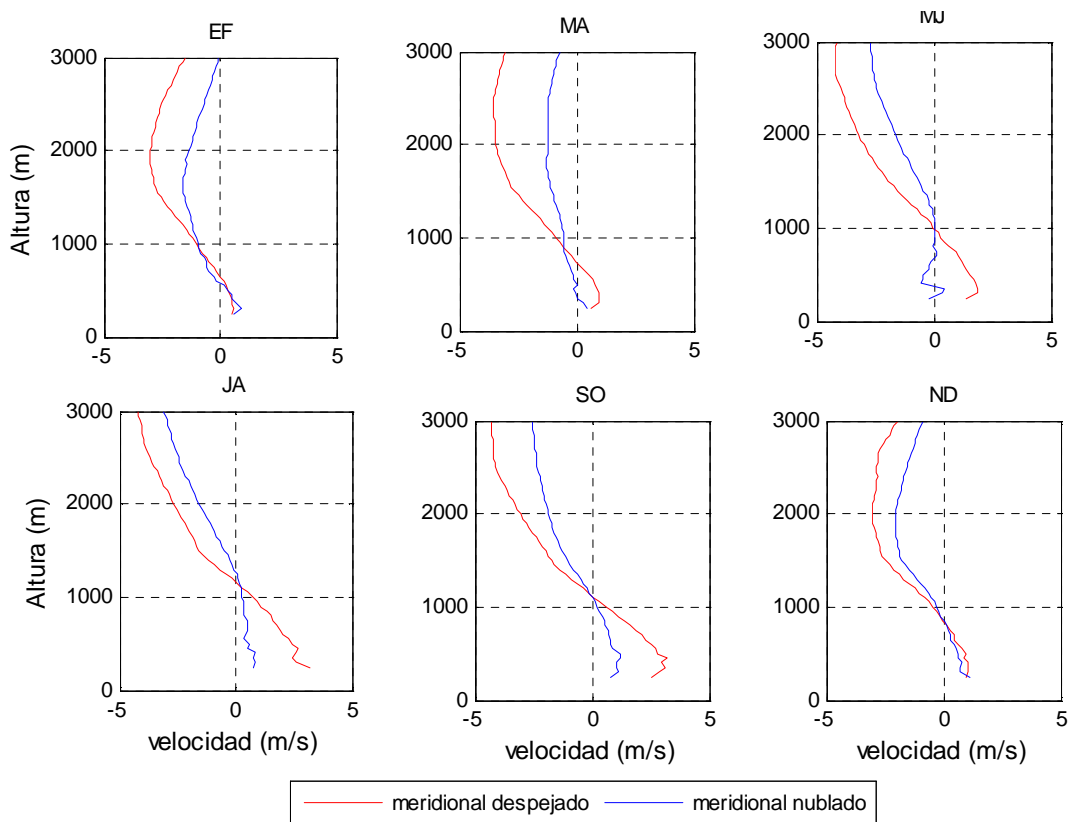


Figura 4.8. Perfiles medios cada dos meses de la componente meridional del viento en Antofagasta para el periodo 1979-2007 a las 12Z.

#### d. Perfiles de razón de mezcla

Las mayores diferencias entre los perfiles correspondientes a noches nubladas y despejadas en el nivel superior ocurren entre enero y abril, siendo más seco para los perfiles correspondientes a noches nubladas, mientras que en niveles bajo los 1000 metros ocurre entre julio y octubre, teniendo una menor razón de mezcla de vapor de agua bajo condiciones despejadas (Fig. 4.9). Además se puede observar que en parte del invierno y de la primavera la razón de mezcla es más constante dentro de la CL bajo condiciones nubladas.

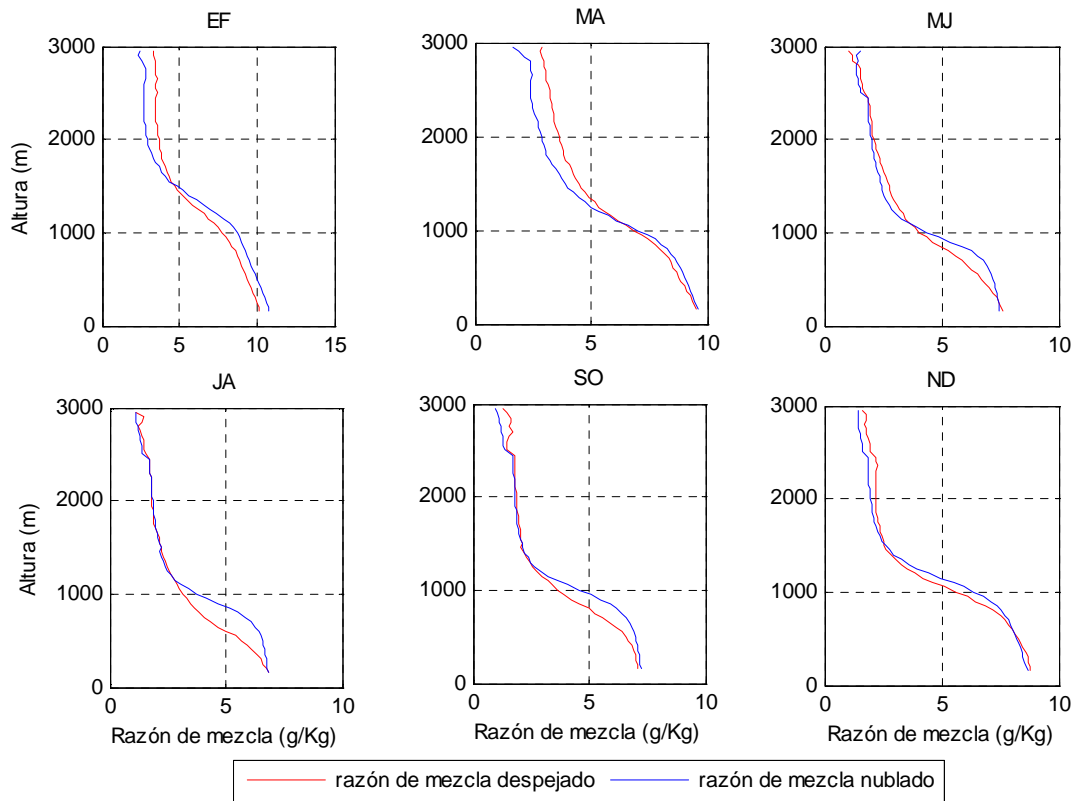


Figura 4.9. Perfiles medios de razón de mezcla en Antofagasta para el periodo 1979-2007 a las 12Z.

#### e. Perfiles verticales para Verano (DEF) y Primavera (ASO)

A continuación se muestra en la figura 4.10 perfiles de las variables obtenidas del radiosondeo, promediando el periodo entre agosto y octubre (ASO) y el periodo entre diciembre y febrero (DEF). De esta manera se resume en parte lo mostrado en las figuras anteriores.

En cuanto al perfil vertical de temperatura (Fig. 4.10a) se puede observar que para ambos periodos existe una diferencia entre noches nubladas y despejadas, siendo sobre la inversión donde se puede apreciar la mayor diferencia entre periodos. Para el verano la altura media de la base de la inversión pareciera no ser muy distinta bajo condiciones de noches nubladas y despejadas, pero no así en primavera donde la diferencia de alturas en ambas condiciones es mayor. Otra diferencia que se puede observar es que la inversión en el periodo ASO, periodo con mayor nubosidad, es más intensa que en verano. Para la temperatura

potencial (Fig. 4.10b) se observa una buena mezcla cerca de la superficie hasta el nivel de la inversión en ambos periodos.

Los perfiles de humedad relativa (Fig. 4.10 c) muestran que para condiciones de noches nubladas y despejadas, la máxima HR media alcanzada es similar para ambos periodos, a pesar de ocurrir en alturas distintas. Sin embargo, los de razón de mezcla (Fig. 4.10 d) muestran que los valores de  $q$  alcanzados son muy distintos entre los dos periodos. Sobre los 1000 y 1500 m, la diferencia entre condiciones nubladas y despejadas es mínimo en ASO y no así en DEF.

Para el caso del viento, la componente zonal muestra que sobre los 1500 metros la diferencia mayor entre nublado y despejado ocurre en ASO, siendo casi nula para el caso de DEF, excepto sobre los 2500 m. Bajo estos niveles no se pueden distinguir diferencias notorias entre ambos periodos. En el caso de la componente meridional (Fig. 4.10f) se observan mayores diferencias entre estaciones, sobre todo en niveles bajo la capa de inversión (Fig. 4.10a). En el caso del periodo DEF las diferencias son mínimas en este nivel y mucho mayores para ASO. Sobre este nivel, a pesar de existir notorias diferencias entre estaciones, para ambos caso la componente meridional es más intensa en el caso de condiciones despejadas.

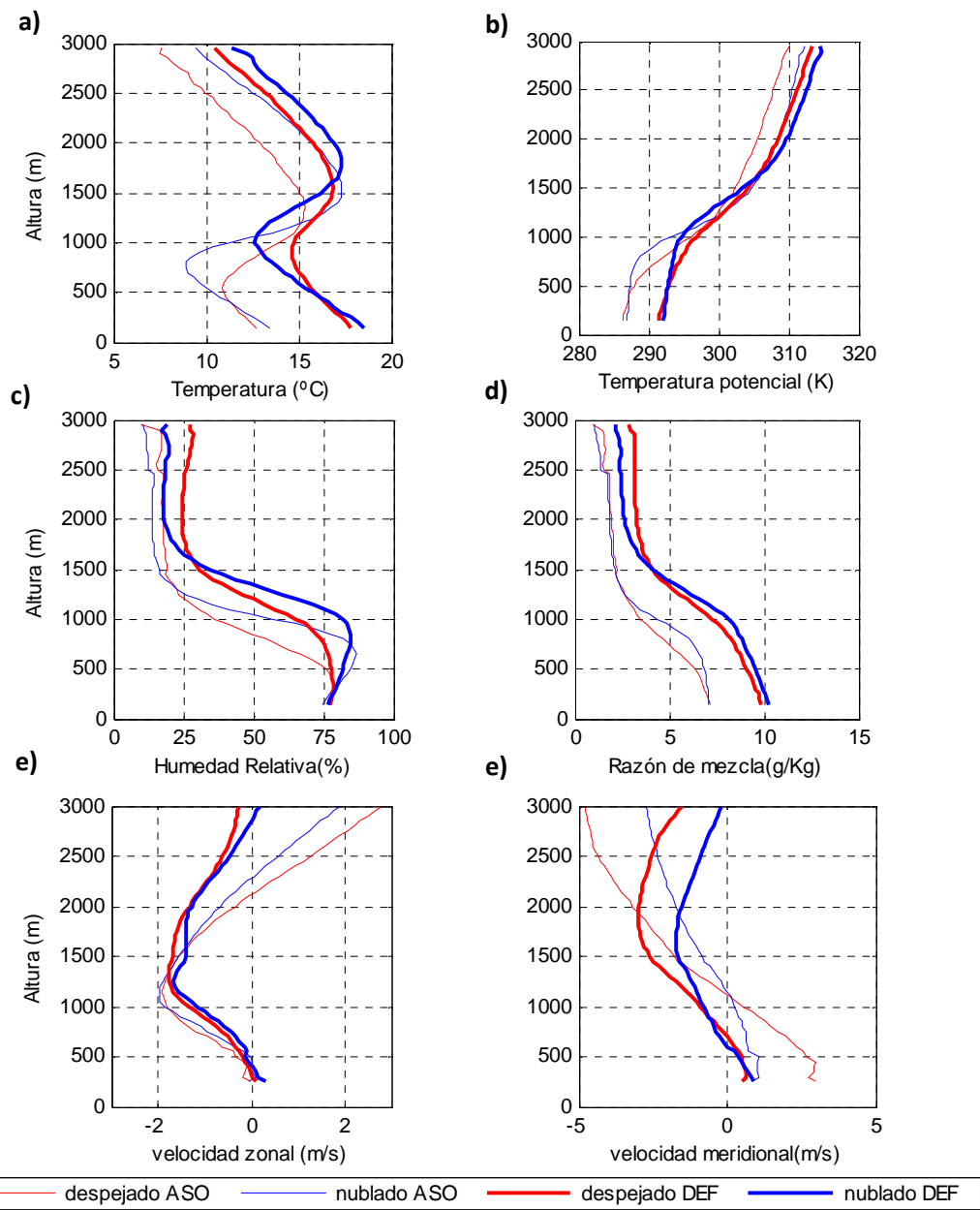


Figura 4.10. Perfiles verticales medios de noches nubladas y despejadas para: a) temperatura, b) temperatura potencial, c) humedad relativa, d) razón de mezcla de vapor, e) componente zonal del viento, f) componente meridional del viento para la estación de verano (DEF) y primavera (ASO) en Antofagasta desde 1979 al 2007 a las 12Z.

## **4.2. Tendencias de largo plazo**

Las tendencias se calculan a través de una regresión lineal con un intervalo de confianza del 95%, obtenidas a partir del comando “regress” de Matlab. La región de confianzas para las tendencias lineales se obtuvieron considerando una distribución conjunta de los parámetros (Weisber, 2005). El cálculo para las variables obtenidas desde el radiosondeo es para el periodo entre 1957 y el 2007, mientras que para variables de superficie es entre 1979 y el 2007, sin considerar los años con poca cantidad de datos (menor a 250), tanto para el periodo completo como también separándolo estacionalmente. Además, a diferencia de las secciones anteriores, la altura que se usa en este análisis es con respecto al nivel de superficie (msns) tanto para las variables del radiosondeo como para las de la estación de Cerro Moreno, para poder así comparar entre ellas. Lo anterior se obtiene restando los 135 m, correspondientes a la altura con respecto al nivel del mar que tiene la estación de Cerro Moreno, a los niveles del radiosondeo.

### **4.2.1. Inversión de subsidencia**

#### **a. Altura de la base y del tope de la inversión (zbase y ztope)**

##### *Periodo completo*

La figura 4.11 muestra las series de promedios anuales de la altura de la base y del tope de la inversión con su respectiva tendencia. Se observa que la capa de inversión térmica ha decrecido durante el tiempo, con un descenso menor en la base que en el tope: 16 m/década y 22 m/década, respectivamente. A pesar de esta tendencia negativa, en algunos años se observa un aumento importante en la altura promedio anual de la base y del tope de la inversión, principalmente en los años 1983, 1992, 1997 y 1998, los que coinciden con años en que se hizo presente el Fenómeno de El Niño, 1982-83, 1991-92 y 1997-98, lo que podría explicar estos altos valores en ambas variables.

Otro aspecto importante que se debe considerar es el periodo sobre el cual se calcula esta tendencia, ya que como se ve en la figura 4.11, pareciera que desde la década del 80 la altura, tanto en el tope como en la base de la inversión, tiene una tasa de disminución mayor o incluso de distinto signo al periodo anterior, coincidiendo tal vez con el “salto de 1976” (Jacques, 2009). Sin embargo, se tiene que tener en cuenta también que una mejor resolución en los datos verticales a lo largo del tiempo podría influir en estos cambios.



Esta tendencia negativa observada en la base y el tope de la inversión de temperatura fue documentada por Boisier y Aceituno (2006) para el periodo 1977-2004, con una disminución de 40 m/década en el tope y 15 m/década en la base para el verano austral y cambios pequeños para el resto de las estaciones. Estos resultados coinciden en signo, pero no siempre en magnitud con los presentados aquí, lo que podría deberse en parte al distinto periodo que ellos consideran o a la distinta forma de tratar las bases de datos usadas.

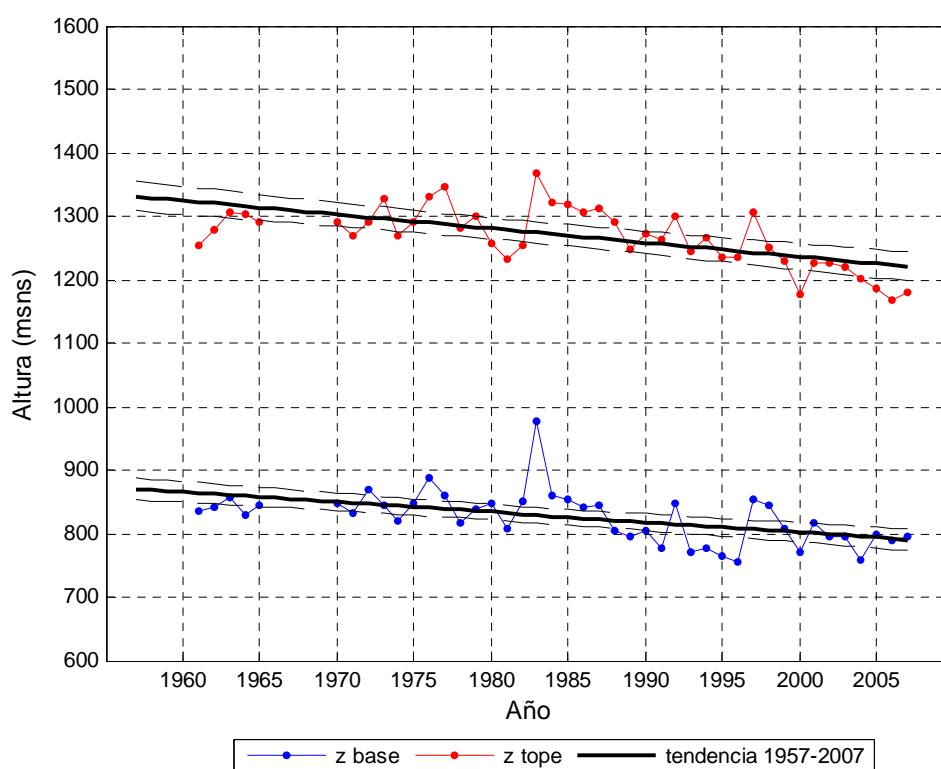


Figura 4.11. Serie de la altura de la base y tope de la inversión de temperatura promediada anualmente y su tendencia a las 12Z para el periodo 1957-2007 en Antofagasta.

### Estacional

Para todas la estaciones del año (fig 4.12) se observa una tendencia negativa tanto en el tope como en la base de la inversión térmica (tabla 4.1), con menores magnitudes de la tendencia en la base que en el tope. Boisier y Aceituno (2006) indican también que el descenso es mayor en el tope que en la base, sin embargo, indican que la mayor disminución ocurre en el

verano austral, mientras que los resultados aquí obtenidos muestran que las mayores disminuciones en las alturas del tope de la inversión ocurren en la estación de invierno y primavera. Además, en estas mismas estaciones es mucho más marcada la diferencia de la tasa de descenso que hay entre el tope y la base (tabla 4.1).

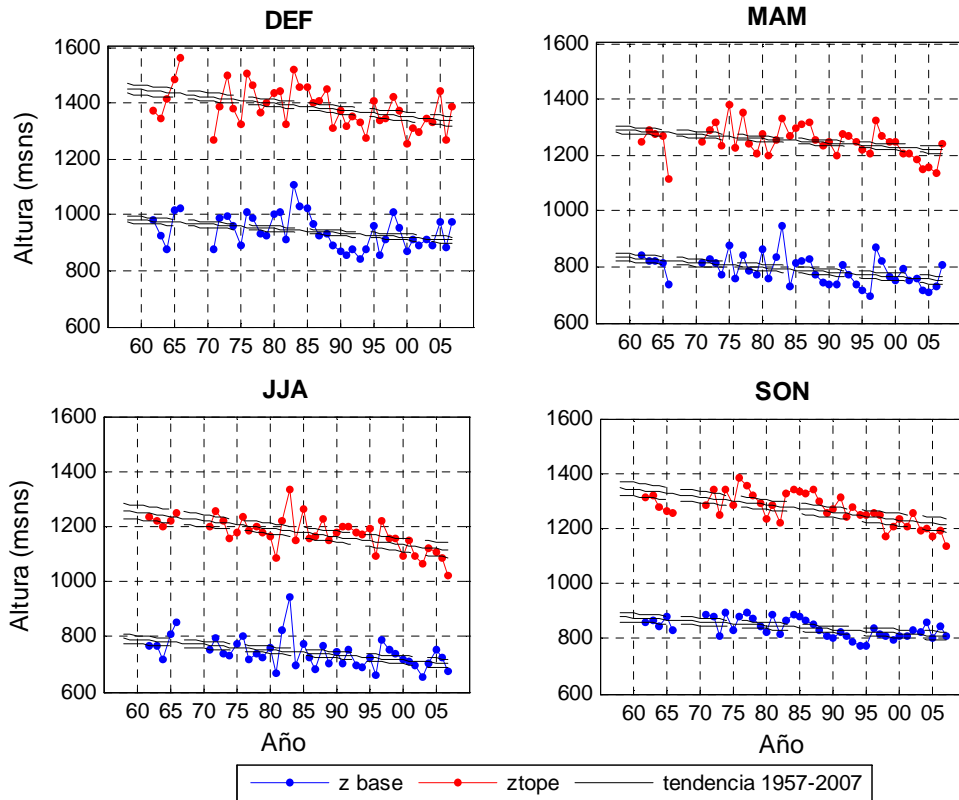


Figura 4.12. Series de promedio estacionales de la altura de la base y del tope de la inversión de temperatura (12 Z) y su tendencias a las 12Z para el periodo 1957-2007 en Antofagasta.

	Altura base			Altura tope		
	<b>Tendencia (m/década)</b>	IC (m/década)		<b>Tendencia (m/década)</b>	IC (m/década)	
<b>Verano</b>	<b>-15</b>	-30	-1	<b>-24</b>	-40	-1
<b>Otoño</b>	<b>-17</b>	-29	-5	<b>-15</b>	-28	-2
<b>Invierno</b>	<b>-19</b>	-31	-6	<b>-29</b>	-41	-18
<b>Primavera</b>	<b>-14</b>	-21	-7	<b>-28</b>	-38	-17
<b>Completo</b>	<b>-16</b>	-25	-8	<b>-22</b>	-31	-14

Tabla 4.1. Valores de la tendencia de la altura de la base y del tope de la inversión de temperatura y su intervalo de confianza (IC) para promedios anuales y estacionales. Se muestran en negritas las tendencias significativas.

## b. Temperatura de la base y del tope de la inversión

En el caso de la temperatura de la base y del tope de la inversión (figura 4.13) se observa una tendencia positiva en ambas variables de 0.3°/década. Sin embargo, después de 1990, la tendencia de la temperatura en la base se estabiliza e incluso revierte, indicando una inversión térmica más intensa en los últimos años del periodo de estudio. En el año 1997 se observa un comportamiento distinto a lo señalado, con un aumento en la temperatura promedio anual de la base de la inversión, pero no así en el tope, lo que implica una disminución de la intensidad de la inversión térmica promedio para ese año.

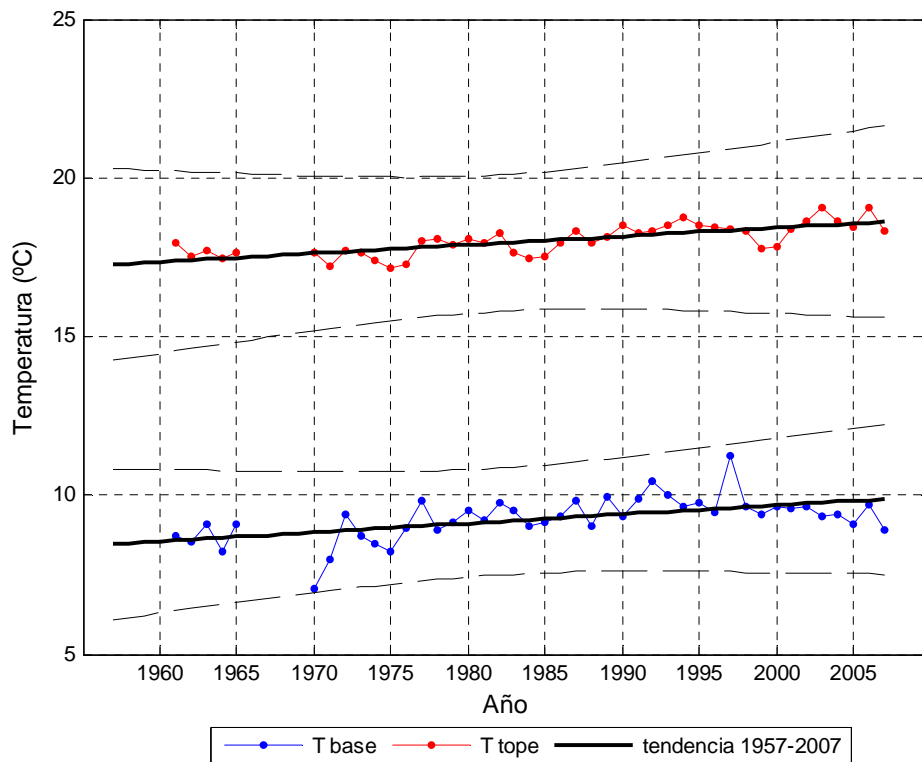


Figura 4.13. Serie de la temperatura en la base y en el tope de la inversión de temperatura promediada anualmente y su tendencia a las 12Z para el periodo 1957-2007 en Antofagasta.

### *Estacional*

En la figura 4.14 se observan las temperaturas de la base y del tope, pero esta vez por estaciones del año. El mayor aumento se observa en invierno para el tope de la inversión. Esta misma estación, en conjunto con el otoño, muestra la mayor diferencia entre las tasas de

aumento, mientras que para la primavera (al igual que cuando se considera todo el periodo) no se observa diferencias en las tendencias de la base y del tope (tabla 4.2).

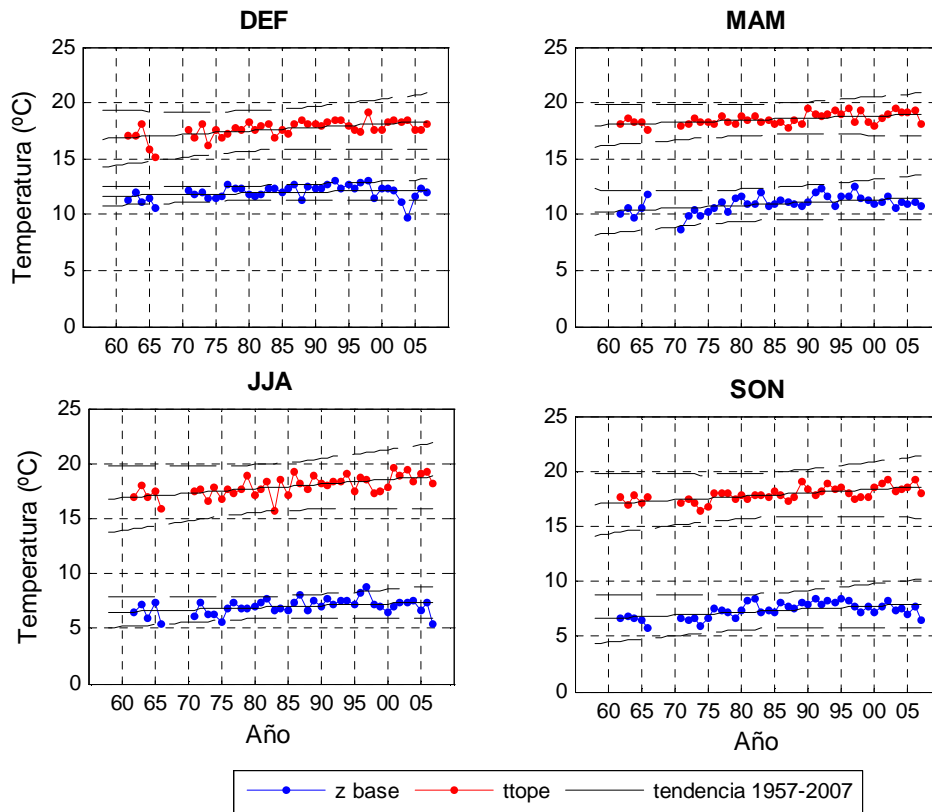


Figura 4.14. Series estacionales promediadas anualmente de la temperatura de la base y del tope de la inversión de temperatura y su tendencias a las 12Z para el periodo 1957-2007 en Antofagasta.

	Temperatura base			Temperatura tope		
	Tendencia (°/década)	IC (°/década)		Tendencia (°/década)	IC (°/década)	
<b>Verano</b>	0.1	-0.04	0.2	<b>0.3</b>	0.2	0.5
<b>Otoño</b>	<b>0.3</b>	0.1	0.4	<b>0.2</b>	0.1	0.3
<b>Invierno</b>	<b>0.2</b>	0.02	0.4	<b>0.4</b>	0.2	0.6
<b>Primavera</b>	<b>0.3</b>	0.1	0.4	<b>0.3</b>	0.2	0.4
<b>Completo</b>	<b>0.2</b>	0.1	0.4	<b>0.3</b>	0.2	0.3

Tabla 4.2. Valores de la tendencia de la temperatura de la base y del tope de la inversión de temperatura (12 Z) y su intervalo de confianza (IC) para promedios anuales y estacionales. Se muestran en negritas las tendencias significativas.

## 4.2.2. Propiedades de la CL

### a. Razón de mezcla de vapor media

En el caso de la razón de mezcla de vapor media en la CL, calculada entre los 200 metros y la altura de la base de la inversión, la tendencia obtenida es positiva, pero no significativa (Fig. 4.15). Si el análisis de tendencia se hiciera considerando por separado el periodo después de 1980, la tendencia sería negativa, mientras que antes de este año, sería positiva. Rutllant et al., 1998, indican que desde comienzo de los setenta existe una disminución de la humedad de la CL sobre Antofagasta.

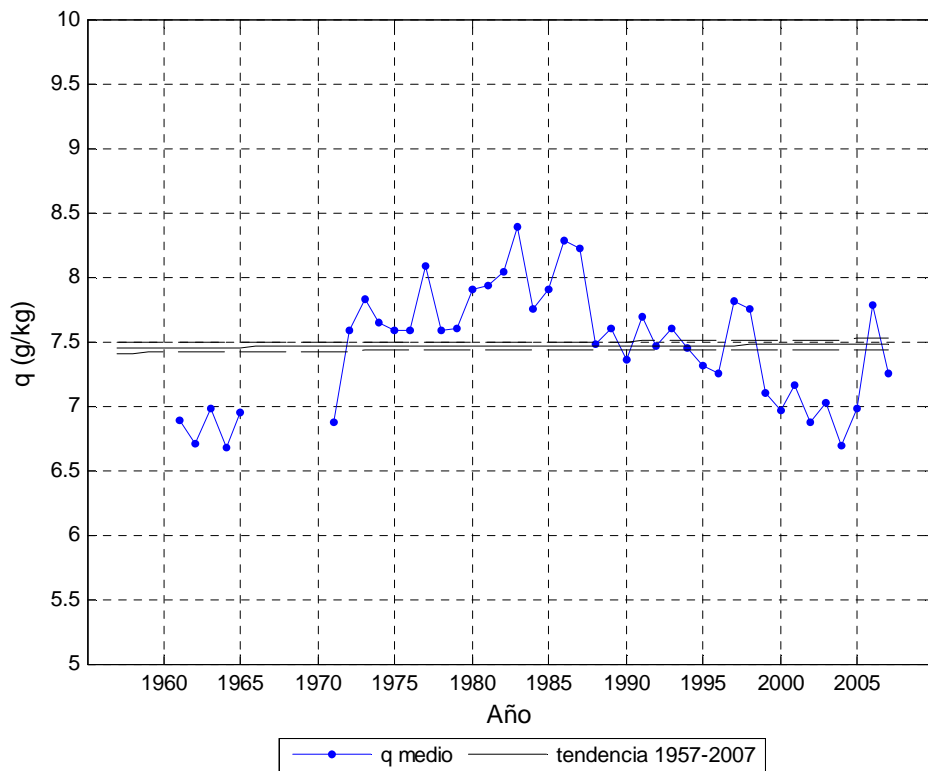


Figura 4.15. Serie de la razón de mezcla de vapor media de la CL promediada anualmente y su tendencia a las 12Z para el periodo 1957-2007 en Antofagasta.

### Estacional

El gráfico siguiente (Fig. 4.16) muestra la razón de mezcla de vapor separada estacionalmente, mostrando un comportamiento similar a lo mostrado para el periodo completo, con una tendencia positiva hasta finales de la década del 70 y negativa posterior a esto. Para la estación verano y otoño es donde parece ocurrir una mayor diferencia separando en dos el periodo. Sin embargo, al no hacer esta separación no hay una tendencia significativa de la humedad en ninguna de las estaciones (tabla 4.3).

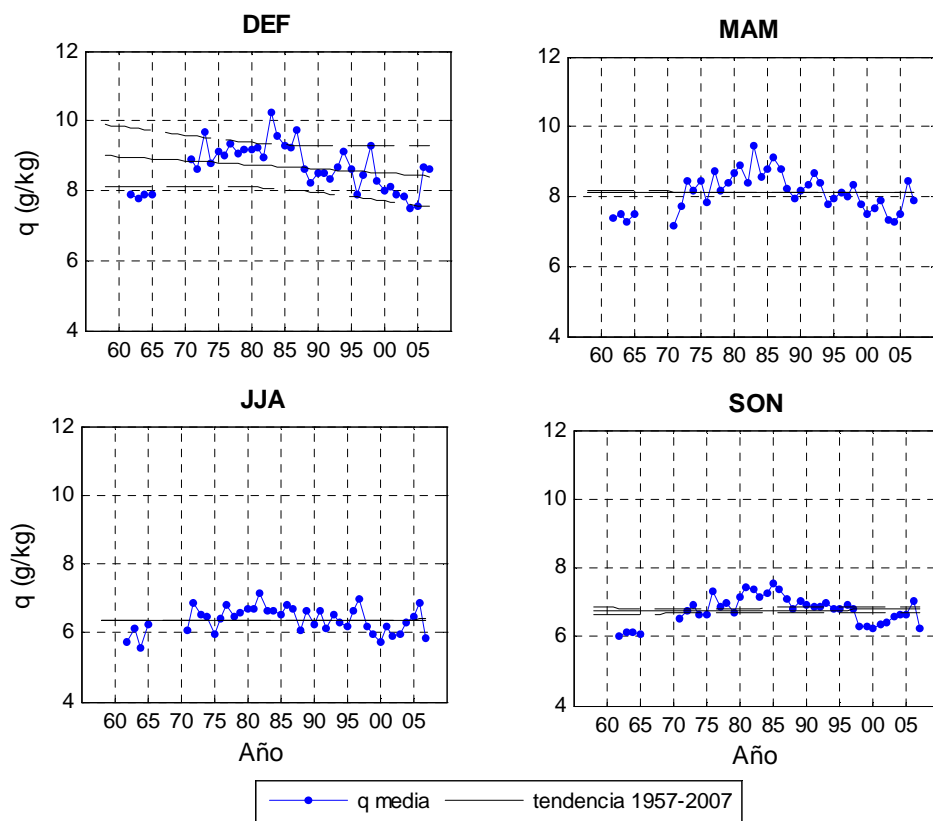


Figura 4.16. Series de promedios estacionales de la razón de mezcla de vapor media de la CL y sus tendencias a las 12Z para el periodo 1957-2007 en Antofagasta.

### b. Temperatura potencial

Otra variable que se obtuvo para la CL fue la temperatura potencial media dentro de ella. Se obtuvo el promedio de la misma forma que para la razón de mezcla de vapor, entre los

200 m y la altura de la base de la inversión. La tendencia positiva y significativa que se observa (Fig. 4.17) se puede deber principalmente a los máximos en los años de El Niño, por lo que se podría llegar a un resultado más apropiado filtrando la serie de datos, lo cual fue dejado fuera del alcance de la presente tesis.

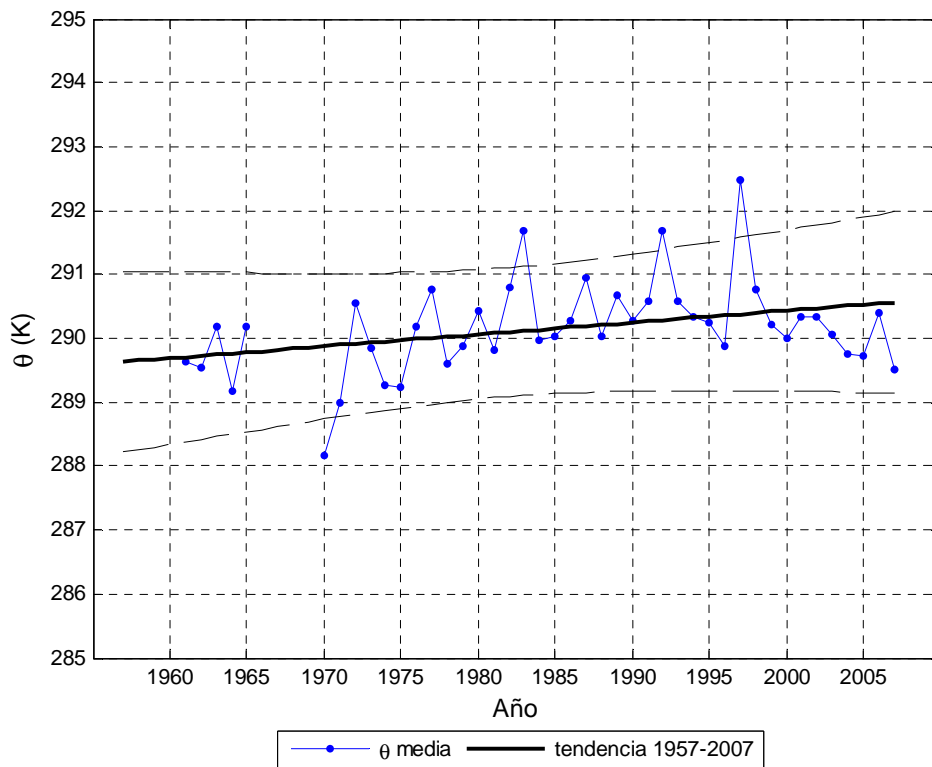


Figura 4.17. Serie de la temperatura potencial media de la CL promediada anualmente y su tendencia a las 12Z para el periodo 1957-2007 en Antofagasta.

### Estacional

A diferencia de lo que ocurre con la razón de mezcla media en la CL (Fig. 4.15), la temperatura potencial no muestra diferencias marcadas entre dos periodos. Estacionalmente (Fig. 4.18), la primavera es la única estación con una tendencia. Sin embargo, en general las tendencias no son muy distintas entre estaciones (tabla 4.3).

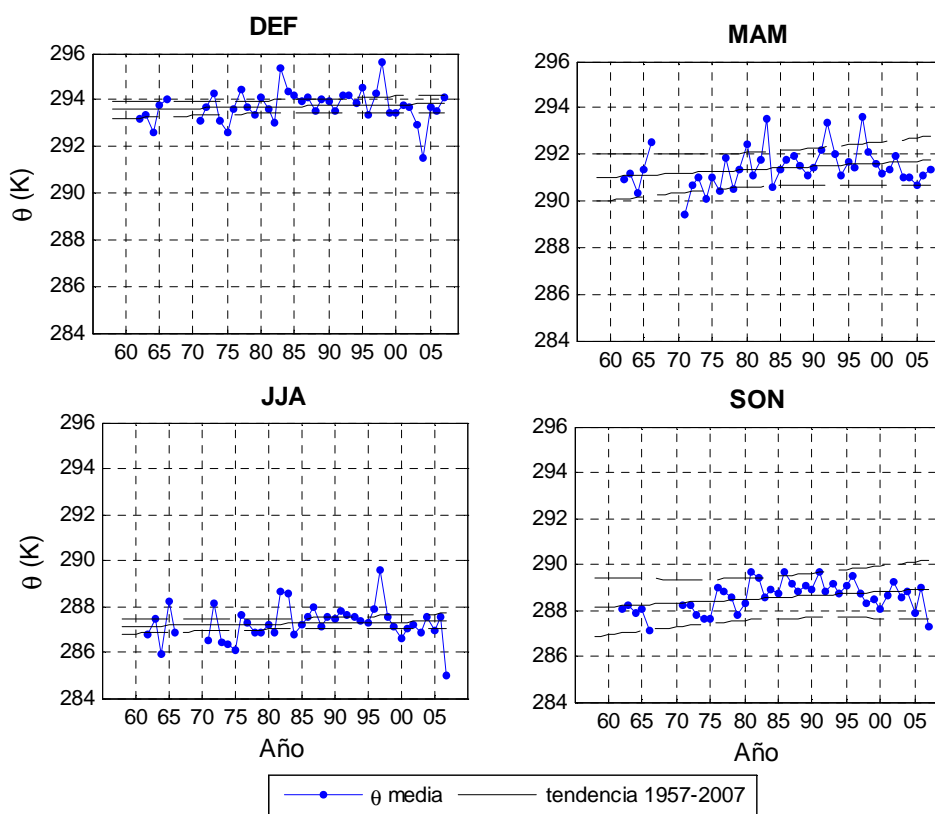


Figura 4.18. Series de promedios estacionales de la temperatura potencial media de la CL y sus tendencias a las 12Z para el periodo 1957-2007 en Antofagasta.

	Razón de mezcla media			Temp. potencial media		
	Tendencia ((g/kg)/década)	IC ((g/kg)/década)		Tendencia (°/década)	IC (°/década)	
<b>Verano</b>	-0.1	-0.3	0.04	0.05	-0.1	0.2
<b>Otoño</b>	0.0	-0.1	0.1	-0.1	-0.1	0.4
<b>Invierno</b>	0.0	-0.1	0.1	0.1	-0.1	0.2
<b>Primavera</b>	0.01	-0.1	0.1	<b>0.2</b>	0.01	0.3
<b>Completo</b>	0.01	-0.1	0.1	<b>0.2</b>	0.02	0.4

Tabla 4.3. Valores obtenidos para la tendencia de la razón de mezcla de vapor media y temperatura potencial media en la CL promediada anualmente y su intervalo de confianza (IC) para las estaciones del año y el periodo completo a las 12Z para el periodo 1957-2007. Se muestran en negritas las tendencias significativas.



### c. Perfil vertical de temperatura

La figura 4.19 muestra la variación de las tendencias de temperatura con la altura, las que se obtuvieron a partir de la interpolación cada 100 m de altura de los perfiles verticales de temperatura del radiosondeo. Se promedió anualmente cada nivel y se calculó su tendencia, entre los años 1957 y 2007.

Las tendencias del perfil de temperatura muestran que si se considera el periodo completo de datos existe un calentamiento desde la superficie hasta los 5000 m. Un aumento de 0.1°/década en la CL y un calentamiento máximo entre los 0.3 °/década y los 0.4°/década entre los 1000 m y los 1500 m. Sobre este nivel se mantiene la tendencia positiva alrededor de los 0.2 °/década.

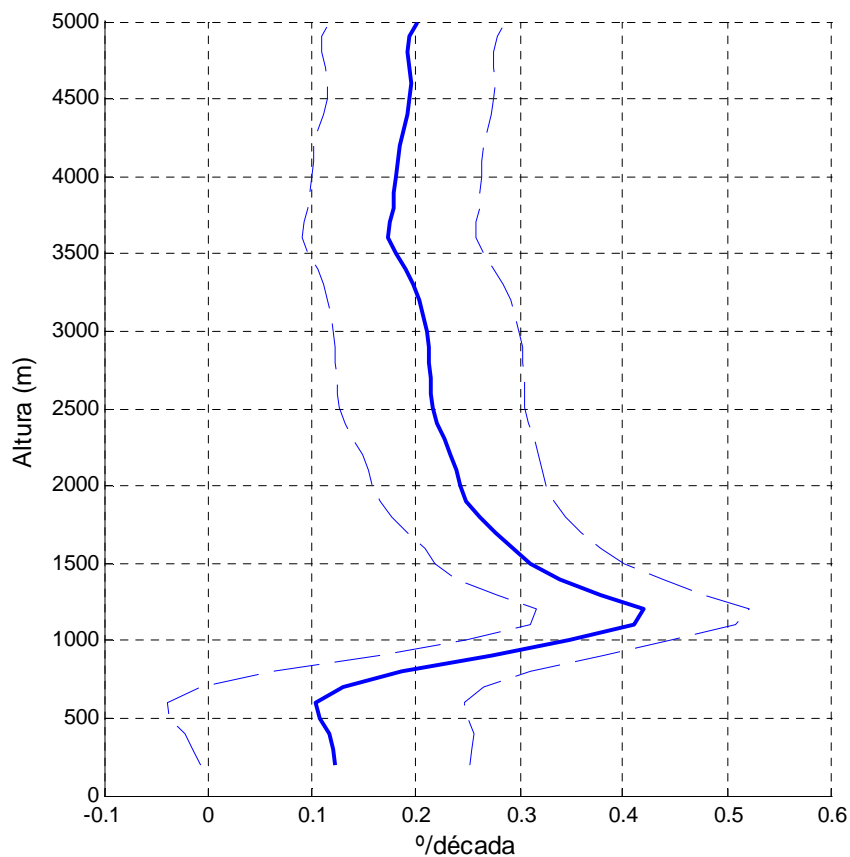


Figura 4.19. Perfil vertical de las tendencias de temperatura (línea azul) a las 12Z para el periodo 1957-2007 en Antofagasta. Líneas segmentadas corresponden a valores medios +/- desviación estándar.

Lo anterior muestra un calentamiento en toda la columna (hasta los 5000 m), resultado que no coincide con lo encontrado por Falvey y Garreaud (2009) para la CL en Antofagasta. Para entender a qué se puede deber este resultado, se dividió el periodo en dos, uno que coincide con el periodo usado por los autores antes señalados y otro anterior a éste (Fig. 4.20).

En el periodo 1979-2007 (Fig. 4.20b), existe un enfriamiento hasta aproximadamente los 850 metros, con un máximo de  $-0.2^{\circ}/\text{década}$  entre los 400 y 500 m. Sobre este enfriamiento la tendencia de temperatura es positiva mostrando un calentamiento máximo en los 1100 m, con una tendencia positiva de  $0.6^{\circ}/\text{década}$ . Sobre este nivel las tendencias se mantienen positivas sin cambios importantes en sus valores.

Falvey y Garreaud (2009) encontraron un comportamiento similar en las tendencias del perfil vertical de temperatura en Antofagasta para el periodo 1977-2006. En este caso se encontró que el enfriamiento ocurre hasta los 600 m con un máximo de  $-0.43^{\circ}/\text{década}$ . Desde los 700 m comienza un calentamiento con un máximo en los 1000 m de  $0.5^{\circ}/\text{década}$ . Sobre este nivel, las tendencias van siendo menores pero siguen siendo positivas.

A pesar de que existen diferencias en los valores encontrados en ambos estudios, si consideramos el periodo después de 1979, el enfriamiento estaría ocurriendo en toda la CL, incluyendo la base de la inversión de subsidencia (altura media de 922 m) y el calentamiento en el tope de la inversión (Falvey y Garreaud, 2009). Lo anterior daría como resultado un aumento en la intensidad de la inversión y la estabilidad de la troposfera baja (LTS). Un aumento en la LTS tendría asociado un aumento de la cantidad de nubes Sc (Klein y Hartmann, 1993) lo que se contradice con Berríos (2008) donde se encontró una disminución de la cobertura de Sc.

A diferencia de lo que ocurría en el caso anterior, en el periodo 1957-1978 (Fig. 4.20a), existe un calentamiento en la CL. Otra diferencia que es importante notar es el leve enfriamiento entre los 1000 y 1500 m, inverso a lo que ocurre entre 1979 y el 2007.

Una de las causas para que el periodo anterior al año 79 muestre un calentamiento, puede tener relación con la poca resolución de los radiosondeos en esos años, la cual se fue mejorando con el tiempo. Sin embargo, no se puede excluir de responsabilidad procesos físicos, para lo que sería necesario un análisis más profundo, el que queda sugerido para estudios futuros.

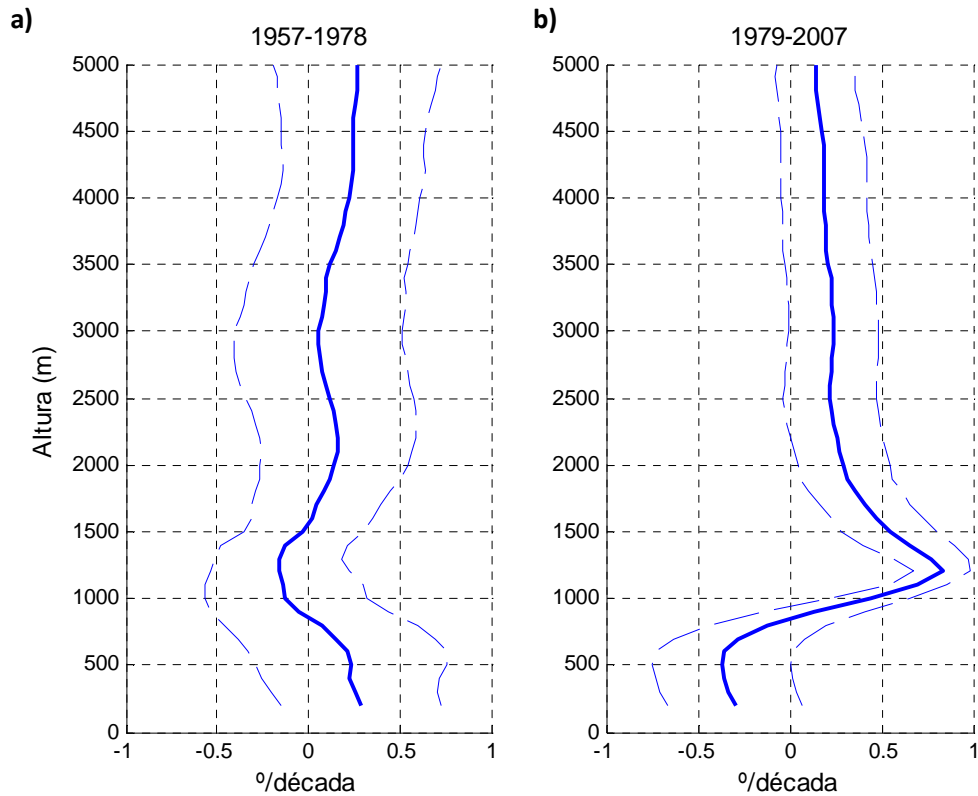


Figura 4.20. Perfil vertical de las tendencias de temperatura cada 100 metros (línea azul) a las 12Z para el periodo a) 1957-1978 y b) 1979-2007 en Antofagasta. Líneas segmentadas corresponden a valores medios  $\pm$  desviación estándar.

#### 4.2.3. Variables de superficie

Las variables de superficie se obtienen a partir del promedio de las horas de la noche (00, 06, 09 y 12Z), para los días en que existe inversión de temperatura a las 12Z. La tendencia se calcula a partir del promedio anual de las noches.

La figura 4.21 muestra las variables de superficie de temperatura, humedad relativa, razón de mezcla y nivel de condensación por ascenso en la superficie. Se puede observar que la temperatura tiene una tendencia negativa de  $-0.2^{\circ}/\text{década}$ . Se observa también que el año 1997 hay un aumento en el promedio anual de esta variable. En el caso de la HR la tendencia es casi nula. La razón de mezcla de vapor muestra una disminución de  $0.2 \text{ (g/kg)}/\text{década}$ , mientras que el NCA muestra un aumento significativo de  $11 \text{ m}/\text{década}$ .

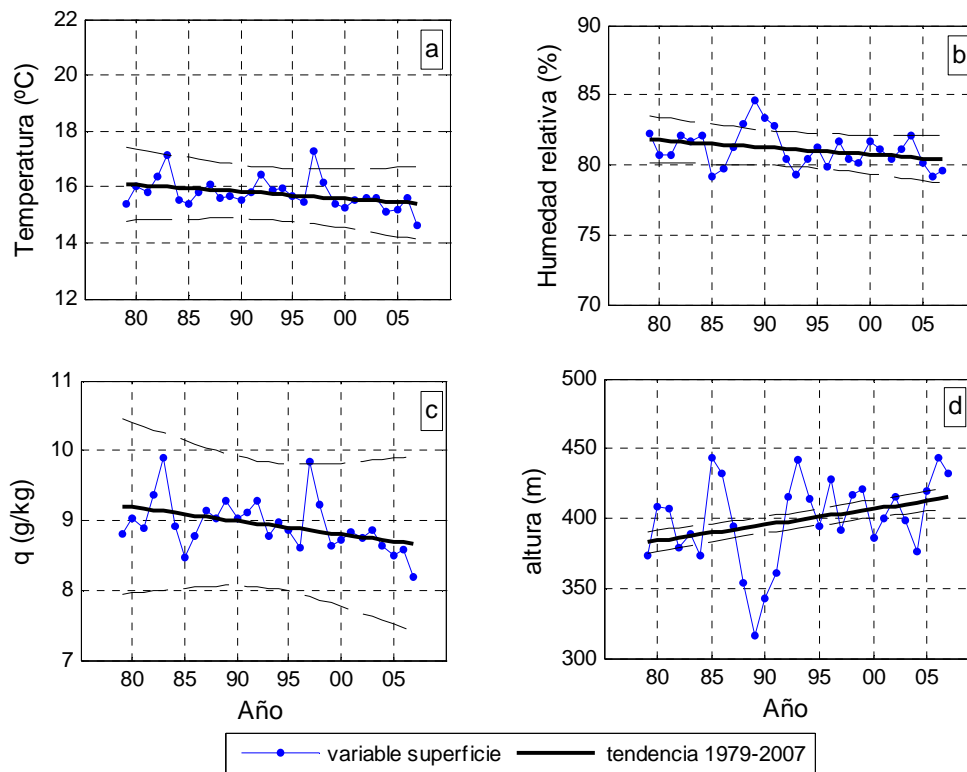


Figura 4.21. Series de promedios anuales de la temperatura, humedad relativa, razón de mezcla de vapor y nivel de condensación por ascenso de superficie (valores nocturnos) y sus tendencias para el periodo 1979-2007 en Antofagasta.

### Estacional

Las variables de superficie no han tenido una variación similar durante las últimas décadas entre las distintas estaciones del año (tabla 4.4, figuras 4.22 y 4.23).

En el caso de la primavera, que presenta la mayor ocurrencia de nubosidad en la zona, las variables de temperatura, humedad relativa, razón de mezcla de vapor han disminuido en el tiempo (tabla 4.4), mientras que el nivel de condensación ha aumentado.

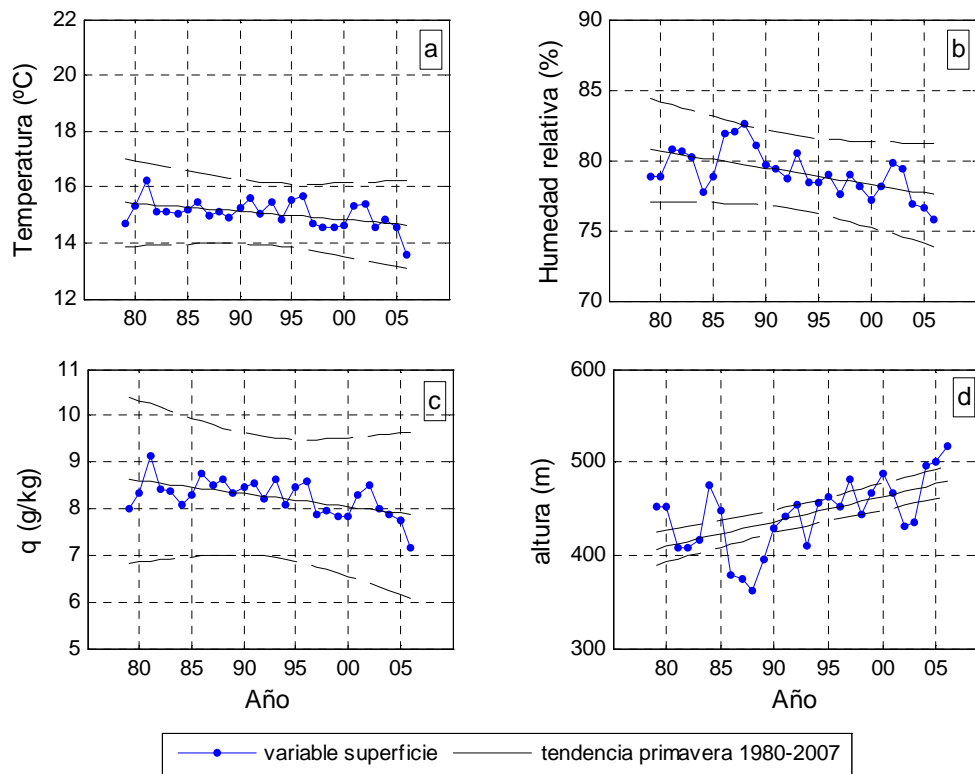


Figura 4.22. Series de promedio anuales para la primeavera a) la temperatura, b) humedad relativa, c) razón de mezcla de vapor y d) nivel de condensación por ascenso de superficie (valores nocturnos) y sus tendencias para el periodo 1979-2007 en Antofagasta.

En verano, a diferencia de lo que se puede observar en primavera, en general, las variables de superficie no muestran cambios significativos en esta estación en el tiempo, con excepción de pequeños cambios en la temperatura. Se debe tener en cuenta que una importante diferencia entre estas estaciones, es que en la primera hay una mayor ocurrencia de nubosidad que la que hay en verano.

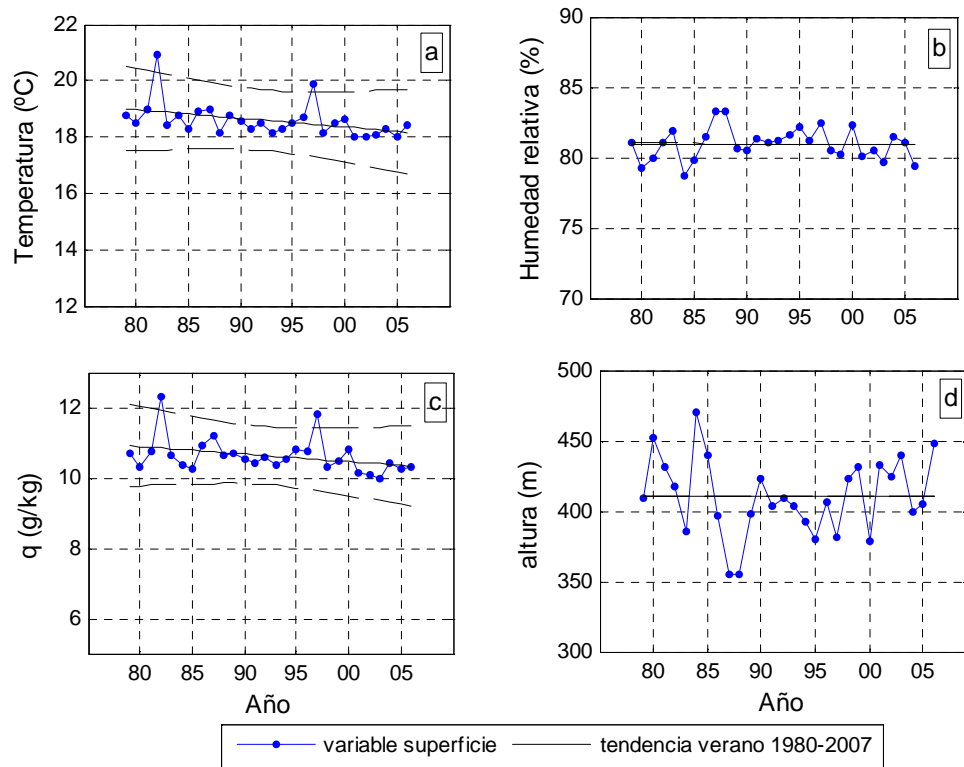


Figura 4.23. Series de promedios de verano de la temperatura, humedad relativa, razón de mezcla de vapor y nivel de condensación por ascenso de superficie (valores nocturnos) y sus tendencias para el periodo 1979-2007 en Antofagasta.

	Temperatura			Humedad Relativa		
	Tendencia (%/década)	IC (%/década)		Tendencia (%/década)	IC (%/década)	
<b>Verano</b>	<b>-0.3</b>	-0.6	-0.04	0.0	-0.6	0.6
<b>Otoño</b>	<b>-0.4</b>	-0.8	-0.1	0.2	-0.7	1.1
<b>Invierno</b>	-0.3	-0.6	0.0	<b>-1.2</b>	-2.0	-0.4
<b>Primavera</b>	<b>-0.3</b>	-0.5	-0.1	<b>-1.2</b>	-1.8	-0.5
<b>Anual</b>	<b>-0.2</b>	-0.5	0.1	-0.5	-1.0	0.1
	Razón de mezcla de vapor			Nivel de condensación por ascenso		
	Tendencia ((g/kg)/década)	IC ((g/kg)/década)		Tendencia (m/década)	IC (m/década)	
<b>Verano</b>	-0.2	-0.4	0.02	0	-14	14
<b>Otoño</b>	<b>-0.2</b>	-0.5	0	-5.3	-26	15
<b>Invierno</b>	<b>-0.2</b>	-0.4	-0.1	<b>28</b>	9	49
<b>Primavera</b>	<b>-0.3</b>	-0.4	-0.1	<b>27</b>	11	42
<b>Anual</b>	<b>-0.2</b>	-0.4	-0.04	<b>11</b>	-2	25

Tabla 4.4. Valores obtenidos para la tendencia de temperatura, humedad relativa, razón de mezcla de vapor y nivel de condensación por ascenso y su intervalo de confianza (IC) para las estaciones del año y el promedio anual para el periodo 1979-2007. Se muestran en negritas las tendencias significativas.

#### 4.2.4. Nubosidad

##### a. Altura del techo nuboso

La tendencia de la altura del techo nuboso se calculó con el promedio anual de las noches, considerando las 00, 06, 09 y 12 Z, sólo para los días en que existiera inversión de subsidencia a las 12Z.

La figura 4.24 muestra la serie de promedios anuales de techo nuboso con la tendencia para el periodo 1979-2007. Se observa que la tendencia es negativa y significativa, con una disminución de 84 m/década. Berríos (2008) también indica que existe una tendencia negativa en la altura de la nubosidad en Antofagasta de 75 m/década, para el periodo 1970-2005, con la diferencia que esta altura es solamente de las nubes Sc, a diferencia del presente estudio en que se consideran todas las nubes con un techo menor a los 2000 metros y con 5 ó más de octas de cielo cubierto.

El descenso que ocurre también en la altura de la base de la inversión (Fig. 4.13) podría estar relacionado con este descenso en el techo nuboso.

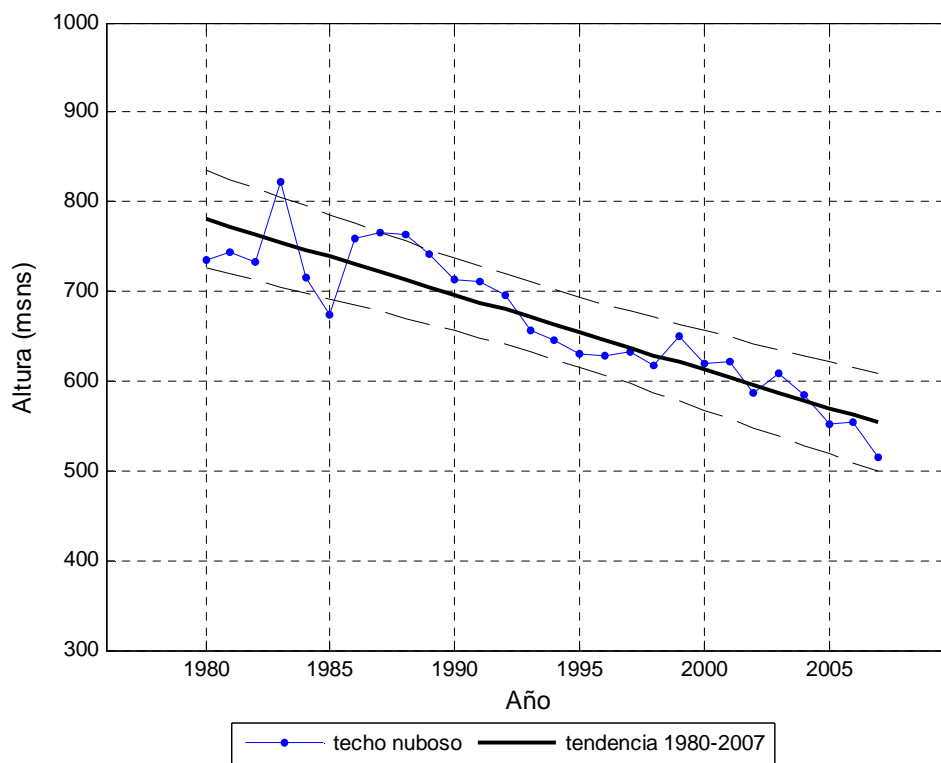


Figura 4.24. Serie del techo nuboso promediado anualmente a partir de las observaciones de las 00, 03, 06, 09 y 12Z y su tendencia para el periodo 1979-2007 en Antofagasta.

### Estacional

La figura 4.25 muestra una disminución del techo nuboso en todas las estaciones (significativas), con la mayor disminución en verano y la mayor en primavera, sin embargo las diferencias son muy pequeñas entre estaciones. (tabla. 4.5).



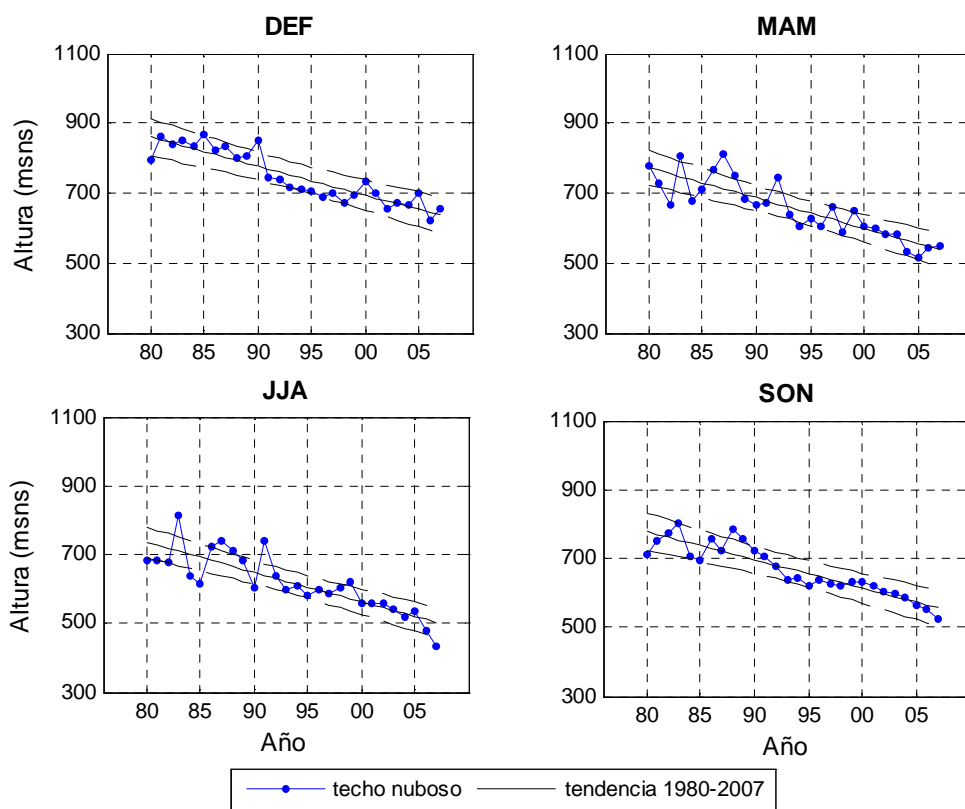


Figura 4.25. Series de promedios estacionales del techo nuboso nocturno (00, 03, 06, 09 y 12Z) y sus tendencias para el periodo 1979-2007 en Antofagasta.

	Techo nuboso	
	Tendencia (m/década)	IC (m/década)
<b>Verano</b>	<b>-83</b>	-99 -66
<b>Otoño</b>	<b>-87</b>	-108 -67
<b>Invierno</b>	<b>-86</b>	-109 -63
<b>Primavera</b>	<b>-82</b>	-97 -67
<b>Anual</b>	<b>-84</b>	-99 -69

Tabla 4.5. Valores obtenidos para la tendencia del techo nuboso promediada anualmente y su intervalo de confianza (IC) para las estaciones del año y promedios anuales para el periodo 1979-2007. Se muestran en negritas las tendencias significativas.

### b. Frecuencia de techo nuboso

La figura 4.26 se construye a partir de la cantidad de horas, considerando las: 00, 06, 09 y 12Z (03Z no se considera por el menor porcentaje de datos que posee), con techos menores a 300 m y para los intervalos entre 300 - 400, 400 - 500, 500 - 600, 600 - 700 y 700 - 2000 m, durante el periodo 1979-2007.

Se observa que las nubes más bajas han ido aumentando su frecuencia en el tiempo. Los intervalos entre 400 y 700 metros tienen una tendencia positiva, siendo la mayor entre los 500 y 600 m, con 100 horas/año. En cambio, la nubosidad con un techo mayor a los 700 m y menor a los 2000 m ha disminuido desde 1988, con una tendencia negativa de -11.5 (% de horas/año) durante todo el periodo.

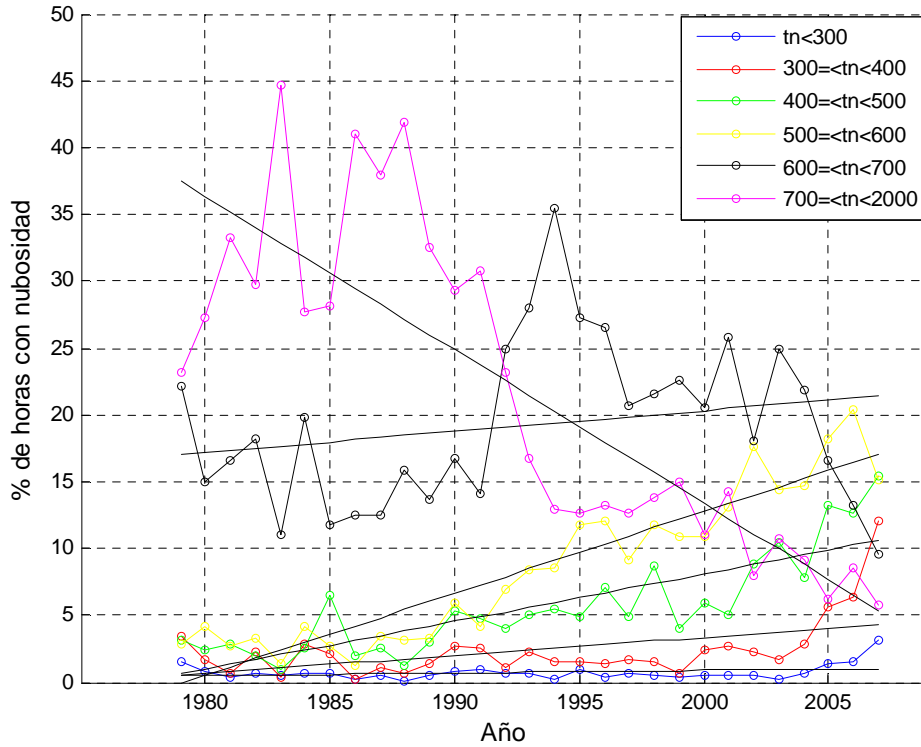


Figura 4.26. Porcentaje de horas de la noche (00, 06, 09 y 12Z) en que existe techo nuboso a diferentes alturas con respecto al total de horas de la noche por año para el periodo 1979-2007 en Antofagasta.

	<b>Techo nuboso</b>	
	<b>Tendencia (%horas/década)</b>	<b>IC (% horas/década)</b>
<b>&gt;300 m</b>	0.2	-0.1    0.4
<b>300-400 m</b>	1.3	0.4    2.3
<b>400-500 m</b>	4	2.6    4.5
<b>500-600 m</b>	6	5    7
<b>600-700 m</b>	1.6	-1.2    4.3
<b>700-2000 m</b>	-11.5	-14.5    -8.4

Tabla 4.6. Valores obtenidos para la tendencia del porcentaje de horas con distintas alturas de techo nuboso y su intervalo de confianza (IC) para el periodo 1979-2007

## **5. Discusión y conclusiones**

Este trabajo tuvo como propósito principal la caracterización, a partir de perfiles verticales y observaciones de superficie, de algunas variables que en conjunto pueden explicar la variabilidad temporal de la CL en Antofagasta (ciclos diarios, anuales y tendencias).

La importancia que tiene el hacer una caracterización de la CL en esta zona se explica en parte por la ubicación que ésta tiene, encontrándose en uno de los bordes de la zona de Sc del sector Suroriental del Anticiclón del Pacífico Sur. La cubierta de nubes de esta zona tiene un gran efecto sobre el sistema climático, principalmente afectando el balance radiativo del planeta.

Existen distintos estudios en la zona de Antofagasta que han caracterizado y buscado mecanismos que puedan explicar las variaciones en su CL. Sin embargo, muchos de éstos estudian variables por separado y en distintos periodos de tiempo, lo que motivó en parte la realización de este trabajo, el cual ha intentado hacer un análisis más integral de la caracterización y variabilidad de la CL en la zona.

Uno de los objetivos específicos de este trabajo fue la de generar una base de datos de radiosondeos validada para la zona, abarcando un periodo de tiempo extenso, que permitiera, a partir de ésta, hacer un análisis más preciso de la variabilidad temporal en la CL de Antofagasta. Los otros dos objetivos específicos dicen relación con encontrar parámetros que describieran la CL en Antofagasta y caracterizar la CL.

A continuación se presentan los principales resultados y análisis para los distintos objetivos.

### **5.1. Formación de base de datos**

Por una parte, este trabajo permitió mostrar que los radiosondeos presentan distintos tipos de problemas que si no son considerados pueden llevar a errores en los resultados. El análisis y validación hechos a estas bases de datos respaldan en parte los resultados que aquí se presentaron y deja además una base de datos más robusta para el análisis futuro de los perfiles verticales en Antofagasta. Sin perjuicio de lo anterior, sería valioso extender esta validación en un futuro, al resto de las variables del radiosondeo, a niveles sobre los 3000 metros, e incluso para otros lugares.

De las tres bases de datos existentes se construyó una con los sondeos con menor cantidad de problemas. Esta base de datos final cuenta con indicadores de calidad para cada uno de los perfiles, teniendo de esta manera la posibilidad de trabajar con los mejores sondeos o bien advertir cuáles pueden ser los problemas que éstos presentan.

A partir de la base de datos se logró identificar la inversión de subsidencia y sus parámetros, así como también otras variables que ayudaron a caracterizar la CL en Antofagasta, lo que se mostrará de aquí en adelante.

## 5.2. Estructura vertical promedio

La figura 5.1 muestra la estructura vertical promedio de la capa límite en Antofagasta, a partir de los perfiles verticales promedios de algunas variables (temperatura, humedad relativa, razón de mezcla, componente zonal y meridional del viento) y algunos de los parámetros considerados importantes dentro de estas estructuras ( $Z_b$ : altura de la base de la inversión,  $Z_T$ : altura del tope de la inversión,  $HR_{max}$ : HR máxima de la CL,  $HR_{mean}$ : HR media en la CL,  $q_{mean}$ : razón de mezcla en la CL,  $Z_{techo}$ : altura techo nuboso,  $T_b$ : temperatura en la base de la inversión,  $T_T$ : Temperatura en el tope de la inversión), para el periodo 1957-2007.

Para este estudio se consideró que la base de la inversión de subsidencia es el tope de la CL, suponiendo que ésta es una capa bien mezclada, con una temperatura potencial equivalente y razón de mezcla relativamente constantes con la altura (Stull, 1998, Garratt, 1994).

La inversión de subsidencia es una de las características más importantes en el perfil vertical de temperatura, apareciendo intensa incluso a partir de promedios de 50 años (Fig. 5.1a). Se encontró en este estudio, a partir de los perfiles usados, que la altura media de la base ( $Z_b$ ) y del tope ( $Z_T$ ) de la capa de inversión es: 922 m y 1370 m, respectivamente, con alturas en la base que se concentran entre los 700 y 1100 m.

En la estructura vertical promedio de la HR en CL en Antofagasta (Fig. 5.1b) se observa cómo ésta crece linealmente con la altura, llegando a una  $HR_{max}$  en el tope de la CL por sobre el 85% en promedio. Esta alta HR es una de las variables que ayuda a mantener la cubierta de nubes en el tope de la CL. Por otro lado, la razón de mezcla de vapor de agua que se muestra en la figura 5.1c, tiene una disminución de alrededor de 1 g/kg entre la superficie y la base de la inversión, indicando una buena mezcla, la que se da mejor en condiciones de cielo cubierto.

En la figura 5.1d se muestran las componentes meridional y zonal del viento, donde se observa que las velocidades son débiles en la CL a esta hora de medición (12Z, 08 HL), esperando los mayores velocidades para la tarde. Sin embargo, se puede observar desde los perfiles que la componente zonal del viento medio es del Este, desde los 200m a los 3000 m. Dentro de la CL se observan velocidades bajas, pero se alcanza a distinguir que es levemente mayor al ir llegando a la base de la inversión. Por otra parte, la componente meridional, muestra un cambio en su dirección dentro del perfil, que es del Sur hasta unos metros sobre la nube y luego sobre la CL pasa a ser del Norte, con las máximas velocidades aumentando en altura (ver Figura 3.18).

Los perfiles verticales en la CL resultaron ser distintos dependiendo de si se consideraban condiciones nubladas o despejadas. La altura de la base de la inversión es mayor en promedio, para condiciones de cielo cubierto, mientras que  $HR_{max}$  también alcanza porcentajes mayores y ocurre en alturas más elevadas bajo esta condición nublada. La razón de mezcla de vapor tiene un descenso más brusco dentro de la CL en condiciones despejadas. El viento presenta las mayores diferencias entre ambas condiciones en la componente meridional.

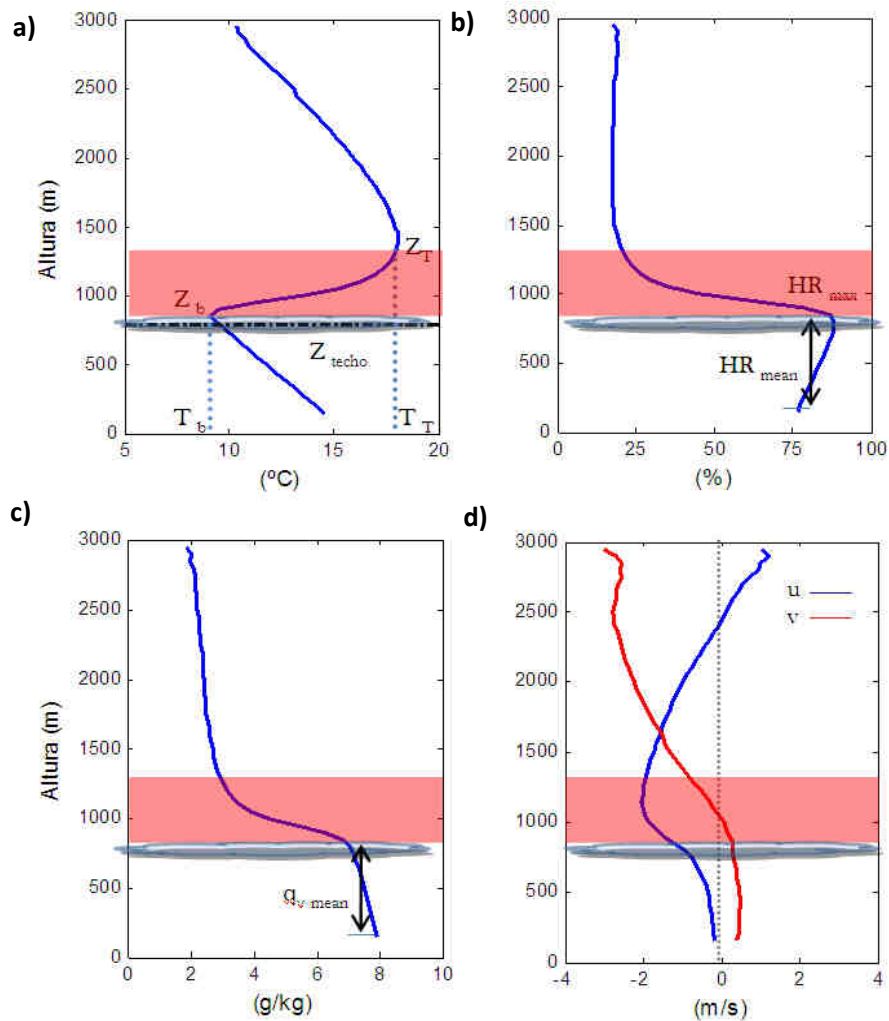


Figura 5.1. Esquema de los perfiles promedios en Antofagasta a las 12Z para algunas variables y parámetros obtenidos en este estudio en el periodo 1957-2007.  $Z_b$ : altura de la base de la inversión,  $Z_T$ : altura del tope de la inversión,  $HR_{max}$ : HR máxima de la CL,  $HR_{mean}$ : HR media en la CL,  $q_{v, mean}$ : razón de mezcla en la CL,  $Z_{techo}$ : altura techo nuboso,  $T_b$ : temperatura en la base de la inversión,  $T_T$ : Temperatura en el tope de la inversión. Franja roja: Capa de inversión. Franja gris: nubosidad en el tope de la CL.

### 5.3. Ciclo diario

El análisis para esta variabilidad en los perfiles verticales dentro de la CL en Antofagasta se redujo al periodo entre 1961 y 1986, siendo uno de los resultados más importantes la diferencia de altura encontrada para  $Z_b$  en la estación de primavera (Fig. 5.2). La altura de la base de la inversión disminuye en promedio en la tarde, lo que podría tener relación con una mayor subsidencia en la zona, debido a un aumento en la divergencia del flujo zonal que se sumaría a la subsidencia de gran escala (Rutllant et al., 2003).

Para superficie, se obtuvo el ciclo diario de algunas variables en condiciones despejadas y nubladas (Fig. 5.3, estación de primavera). Los principales resultados encontrados son: un descenso mayor de la temperatura en el caso de cielos despejados durante la noche, ya que sin existir nubes el enfriamiento radiativo en superficie es mucho mayor. Para  $T_d$  (Fig. 5.3a) una de las características más interesantes es el salto que tiene cerca de las 12Z. El NCA (Fig. 5.3b) que se relaciona directamente con las variables mencionadas anteriormente, presenta un ciclo diario en donde en el caso despejado se llega a alturas mucho menores. El nivel NCA comienza a aumentar en las primeras horas de la mañana, para cielos cubiertos y despejados, coincidiendo bajo la segunda condición con el comienzo de la disipación de la nubosidad. La HR (Fig. 5.3c) alcanza mayores valores en la noche para cielos despejados, debido principalmente a la menor temperatura que alcanza la superficie en estas condiciones. En la figura 5.3d se muestran las componentes del viento. La componente zonal del viento en superficie bajo cielos despejados mostró una mayor diferencia para ambas condiciones en la noche con un periodo con una dirección del Este (entre las 8 y 12Z). La componente meridional también muestra diferencias con mayores velocidades en condiciones despejadas.

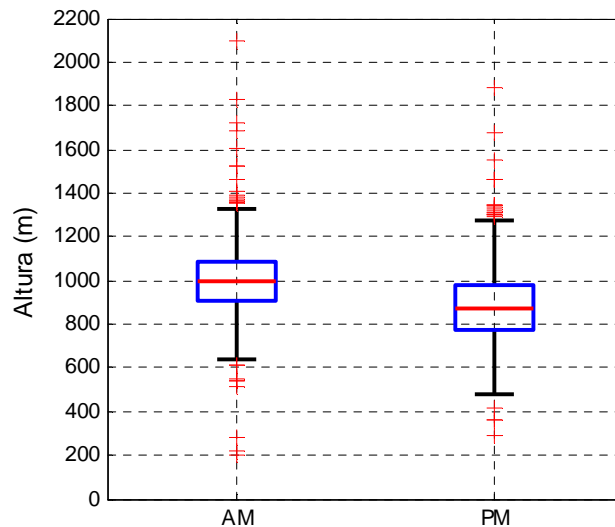


Figura 5.2. Variación en la mañana (AM) y en la tarde (PM) de la altura de la base de la inversión para la estación de primavera en Antofagasta en el periodo 1961-1986.



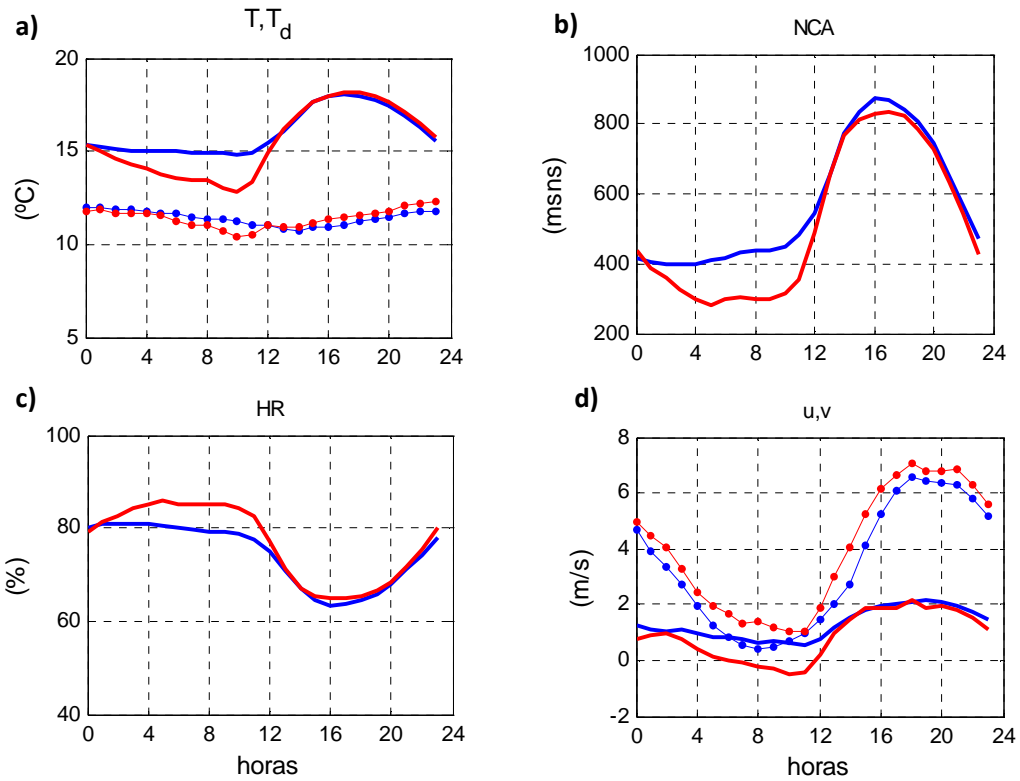


Figura 5.3. Ciclo diario de variables de superficie en la estación de primavera en condiciones de cielos despejados y cubiertos durante la noche en Antofagasta. Los colores rojos corresponden a las variables bajo condiciones despejadas y azules nubladas.

#### 5.4. Ciclo anual

Anualmente, la altura de la base y del tope de la inversión muestran un ciclo con medianas menores en invierno y mayores en verano. En el caso de la temperatura ésta tiene un ciclo distinto entre la base y el tope de la inversión, menor para el segundo (Fig. 5.4), esto ocurre principalmente en invierno y primavera, lo que da como resultado una inversión más intensa en estas estaciones. Además, se observa que en el invierno y la primavera es donde T y T<sub>d</sub> alcanzan una menor diferencia de temperaturas, teniendo así una atmósfera más saturada cerca de la base de la inversión, aumentando la probabilidad de formación de nubosidad.

En el caso del verano existe una CL en promedio más caliente (Fig. 5.5a) que el resto del año con una TSM media más baja, que se relaciona con un aumento en la altura de la base de la inversión, es decir, una CL con un espesor mayor y un aumento en la base de la nubosidad, la cual hay que recordar presenta una menor ocurrencia en esta estación. La razón de mezcla de

vapor media en la CL también es mayor, mientras que la HR media en la CL es más baja (cerca del 80%) y levemente más alta en superficie que el resto de los meses. Las inversiones superficiales ocurren con menos frecuencia en la primavera (Fig. 5.5d, línea roja)), debido a que al existir un mayor porcentaje de nubes en esta estación (línea azul), el enfriamiento radiativo nocturno en superficie es menor.

En invierno y primavera la TSM es mayor que la  $\theta$  media en la CL, produciendo un mayor flujo de calor hacia la CL. El enfriamiento de la CL en estas estaciones se puede relacionar con el balance radiativo, ya que al existir una cubierta de nubes (alrededor de 75% de ocurrencia de  $Z_{\text{techo}}$ ) la radiación que alcanza la superficie es menor, mientras que la radiación que sale es mayor, existiendo, por lo tanto, un enfriamiento neto en la CL. Esto ayuda a mantener una HR elevada favoreciendo la capa de Sc en el tope (Wallace 2006). El NCA en la estación de primavera alcanza una altura más cercana al techo nuboso, lo que podría estar indicando una mayor mezcla dentro de la CL. El viento es más intenso en primavera, lo que produciría mayor turbulencia mecánica aumentando la altura de la CL. Sin embargo, el periodo con mayores velocidades (primavera) está desfasado con el máximo de la altura de la base de la inversión (verano).

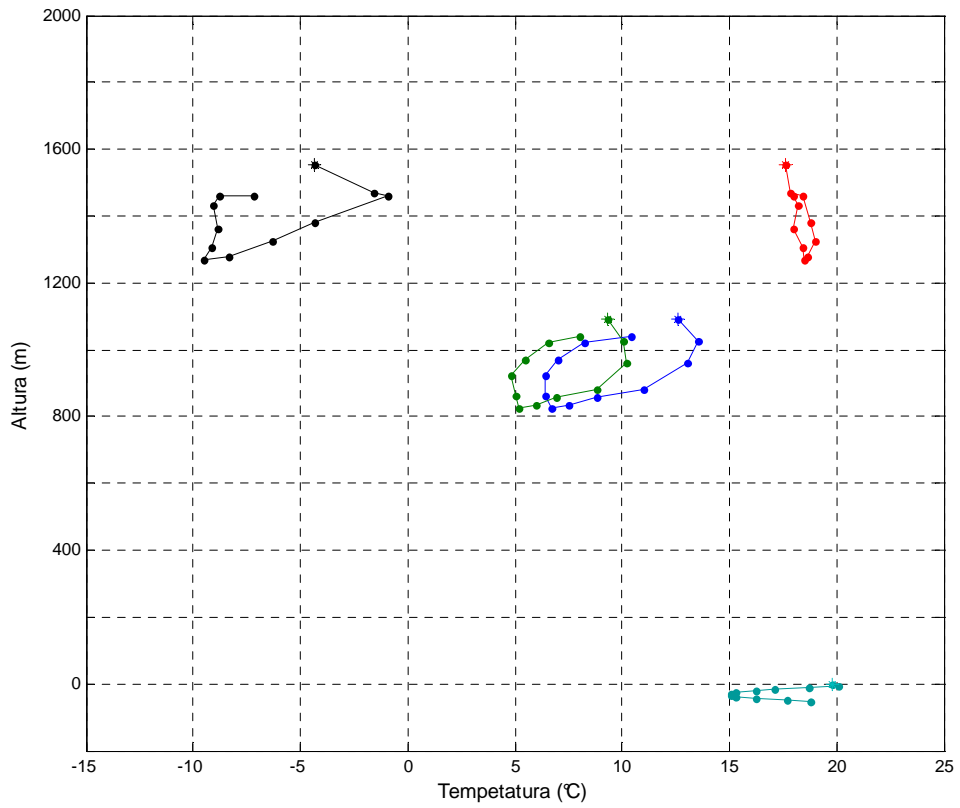


Figura 5.4. Ciclos anuales promedios de la temperatura en la base de la inversión (azul), la temperatura del punto de rocío (Td) en la base de la inversión (verde), temperatura en el tope de la inversión (rojo) y Td en el tope de la inversión (negro) y de la temperatura superficial del mar (celeste) en Antofagasta para el periodo 1961-2007. El asterisco (\*) indica al mes de enero, los puntos siguientes siguen el orden de los meses del año.

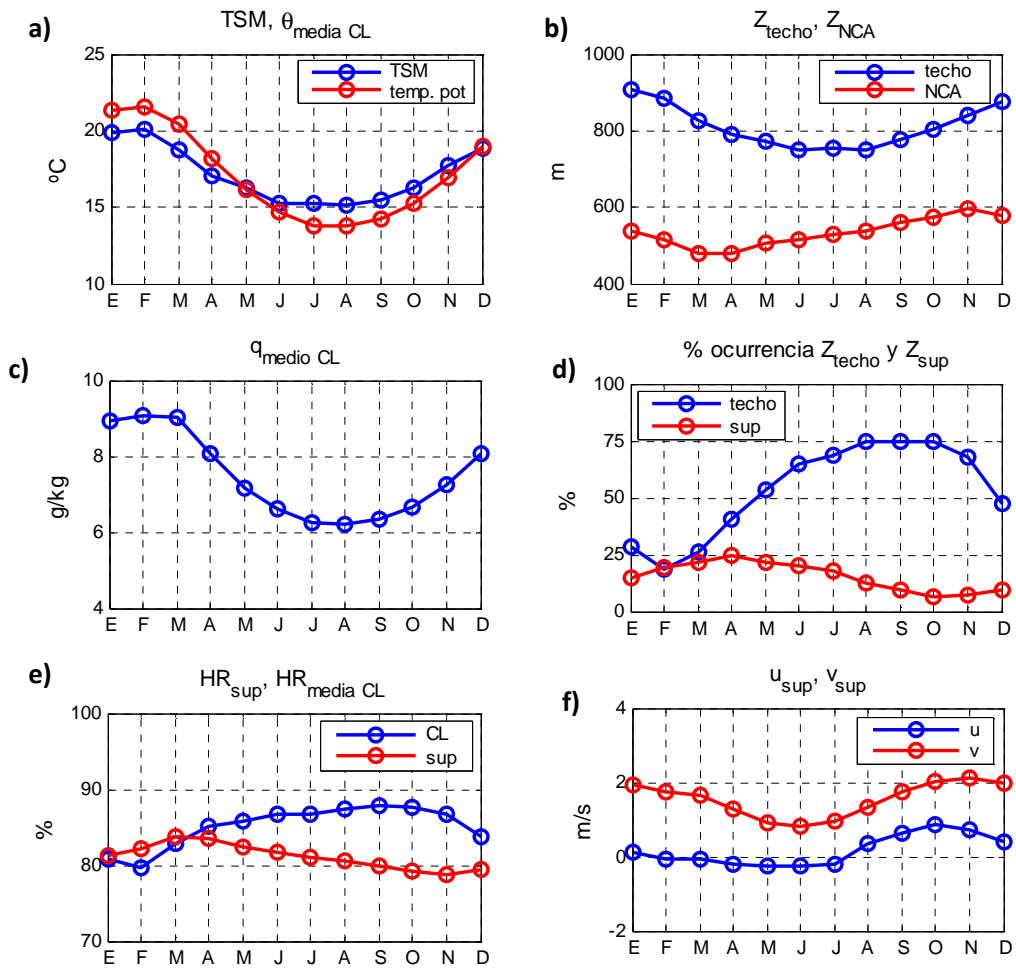


Figura 5.5. Variabilidad anual de las distintas variables de la CL y de superficie. a) temperatura potencial media y TSM, b) altura techo nuboso y NCA (nocturno), c) razón de mezcla media en la CL, d) porcentaje de ocurrencia de techo nuboso (nocturno) e inversiones superficiales, e) HR media en la CL y HR en superficie (nocturno superficie) y f) componente zonal y meridional del viento (nocturno).

### 5.5. Tendencias

Las tendencias muestran un descenso en la altura de la base de la inversión, tope y techo nuboso de 16, 22 y 84 m/década, respectivamente (Fig. 5.6). Sin embargo, esta tasa de descenso no es igual para todas las variables, por lo que, si seguimos suponemos que la altura de la base de la inversión es el tope de la CL y de la nubosidad, esta última habría aumentado de espesor

en los últimos años, además de disminuir su base, lo que coincide con el aumento encontrado para la nubosidad bajo los 700 m y la disminución de la nubosidad entre 700 y 2000 m. El NCA se acerca al nivel de la nube lo que puede indicar un aumento en la mezcla de la CL en los últimos años.

Un resultado importante es el encontrado para las inversiones superficiales, las cuales han ido aumentando su frecuencia a lo largo del tiempo, lo que podría tener relación con una disminución de la cobertura nubosa. Sin embargo, por lo menos la nubosidad bajo los 700 metros ha tenido un aumento en los últimos años, pero se necesita aún un análisis más profundo en cuanto a la tendencia de la cobertura nubosa. Además, como se menciona en el trabajo, una de las razones que también puede llevar a observar mayor frecuencia de inversiones superficiales se puede relacionar con el aumento de la resolución de los radiosondeos en el tiempo (Durre y Yin, 2008).

Existe además una disminución de la HR en la CL, que podría indicar un mayor calentamiento de ella. Sin embargo, hay que tener mucha precaución al trabajar con la HR, ya que ésta muestra saltos asociados a cambios de sensores de humedad.

Se necesita un análisis de tendencias más profundo, en donde se puedan extraer algunos ciclos o eventos extremos, como por ejemplo, ENSO, además de hacer una separación entre dos periodos, ya sea considerando la diferencia en la resolución de los datos o el salto climático de año 76-77.

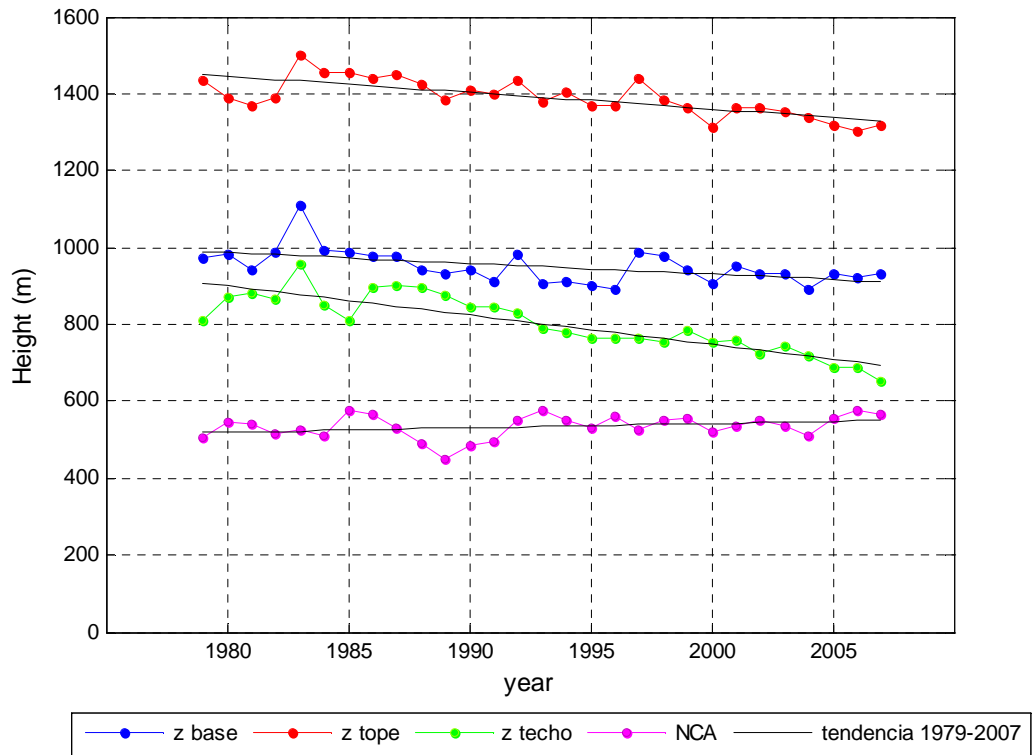


Figura 5.6. Series de altura de la base y tope de la inversión, altura del techo nuboso y nivel de condensación por ascenso promediados anuales y sus tendencias, para el periodo 1979-2007 en Antofagasta.

## **Bibliografía**

Berrios, P., 2008: Estratocúmulos en la Costa Norte de Chile: Variabilidad y Tendencias. Tesis para optar al título de Meteorólogo, Universidad de Valparaíso. 118 pp.

Boisier, J. P., y P. Aceituno, 2006: Changes in surface and upper-air temperature along the arid coast of northern Chile, artículo presentado en el 8<sup>th</sup> International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, *Am. Meteorol. Soc., Foz de Iguazu, Brazil*.

Cao, G., T. W. Giambelluca, D. E. Stevens, y T. A. Schroeder, 2006: Inversion variability in the Hawaiian trade wind regime. *J. Climate*, **20**, 1145–1160.

Durre, I. y Yin, 2008: Enhanced radiosonde data for studies of vertical structure. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **89**, 1257-1262.

Durre, I., R. Vose y D. B. Wuertz, 2005: Overview of Integrated Global Radiosonde Archive. *J. Climate*, **19**, 53-68.

Falvey, M., y R. Garreaud, 2009: Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979-2006), *J. of Geophysical Research*, **114**, doi:10.1029/2008JD010519.

Fuenzalida H. Y J. Rutllant, 1987: Origen del vapor de agua que precipita sobre el Altiplano de Chile. Proc II. Congreso Interamericano de Meteorología. Buenos Aires, 6.3.1-6.3.4.

Fuenzalida, H., 1971: Climatología de Chile, Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, 69 pp.

Garrat, J. R., 1994: *The atmospheric Boundary Layer*, 316 pp., Cambridge University Press.

Garreaud, R. D., y R. Muñoz, 2005: The Low-Level Jet off the West Coast of Subtropical South America: Structure and Variability, *Mon. Weather Rev.*, **133**, 2246– 2261.

Glickman, T. S., Ed., 2000: Glossary of Meteorology. 2d ed. *Amer. Meteor. Soc.*, 855 pp.

Grindinger, C. M., 1992: Temporal variability of the trade wind inversion: Measured with a boundary layer vertical profiler. M.Sc. thesis, Dept. of Meteorology. University of Hawaii at Manoa, 93 pp.

Gutnick, M., 1958: Climatology of the trade-wind inversion in the Caribbean. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **39**, 410-420.

Holzworth, G. C., 1974a: Climatological data on atmospheric stability in the United States. Artículo presentado en el Simposio Atmospheric Diffusion and air Pollution, Santa Barbara, California., Amer. Meteor. Soc.

Holzworth, G. C., 1974b: Summaries of the lower few kilometer of rawinsonde observations in the United States. Presentado en Climatology Conference and Workshop, Asheville, N. C., Amer. Meteor. Soc.

Jacques, M., 2009: Caracterización del Salto Climático de los mediados de los 1970s en Sudamérica. Tesis M. Sc, mención geofísica. Departamento de Geofísica. Universidad de Chile, 149pp.

Kassomenos, P., y I. Koletsis, 2005: Seasonal Variation of the Temperature Inversions over Athens, Greece. *Int. J. Climatol*, **25**, 1651-1663.

Klein, S. A., y D. L. Hartmann, 1993: The seasonal cycle of low stratiform clouds. *J. Climate*, **6**, 1587–1606.

Klein, S., 1997: Synoptic Variability of Low-Cloud Properties and Meteorology Parameters un the Subtropical Trade Wind Boundary Layer. *J. Climate*, **10**, 2018-2039

Lawrence, M., 2005: The Relationship between Relative Humidity and the Dewpoint Temperature in Moist Air: A Simple Conversion and Application. *Bull. Am. Meterol. Soc.* **86**. 225-233.



Millionis, A. E., y T. D. Davies, 1991: A Five-Year Climatology of Elevated Inversions at Hemsby (UK). *Int. J. Climatol*, **12**, 205-215

Morgan, T y R. Bornstein, 1977: Inversion Climatology at San José, California. *Mon. Weather Rev.*, **105**, 653-656.

Oreopoulos, L. y R. Davies, 1993: Statistical Dependence of Albedo and Cloud Cover on Sea Surface Temperature for Two Tropical Marine Stratocumulus Regions. *J. Climate*, **6**, 2434-2447.

Rozendaal, M. A., C. B. Leovy y S. A. Klein, 1995: An Observational Study of Diurnal Variations of Marine Stratiform Cloud. *J. Climate*, **8**, 1795-1809.

Rozendaal, M. A, y W. Rossow, 2002: Characterizing Some of the Influences of General Circulation on Subtropical Marine Boundary Layer Clouds. *J. Atmospheric Sciences*, **60**, 711-728.

Rutllant, J., H. Fuenzalida, y P. Aceituno, 2003: Climate dynamics along the arid northern coast of Chile: The 1997–1998 DICLIMA experiment. *J. of Geophysical Research.*, **108**, 4538, doi:10.1029/2002JD003357

Rutllant, J., H. Fuenzalida, R. Rodrigo, D. Figueroa, 1998: Interacción océano-atmósfera-tierra en la Región de Antofagasta (Chile, 23°S): Experimento DICLIMA. *Revista Chilena de Historia Natural*, **71**, 405-427.

Rutllant, J., 1994: On the generation of coastal lows in central Chile. International Centre for Theoretical Physics Internal Rep. IC/94/167, Trieste, Italy, 20 pp.

Rutllant, J. y G. Sippa, 1971: Algunas Características de la Inversión de Subsistencia del Anticiclón Subtropical. Trabajo presentado en el seminario de Meteorología, Santiago Chile.

Rutllant, J., y P. Ulriksen, 1979: Boundary Layer of Extremely Arid Northern part of Chile: The Antofagasta Field Experiment. *Boundary Layer Meteorology*, **17**, 41-55.

Schubert, W., J. Wakefield, E. Steiner, y S. Cox, 1979: Marine Stratocumulus Convection. Part I: Governing Equations and Horizontally Homogeneous Solutions. *J. Atmospheric Sciences*, **36**, 1286-1307.

Stull, R. B., 1988: An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands. 666 pp.

Wallace, J. y Hobbs. P, 2006: Atmospheric Science : An Introductory Survey,. 2nd ed. Elsevier. 483 pp.

Weisberg, S., 2005: Applied Linear Regression. 3rd ed. Wiley. Universidad de Minnesota.

Wood, R., C. S. Bretherton, 2006: On the relationship between Stratiform Low Cloud Cover and Lower-Tropospheric Stability. *J. Climate*, **19**, 6425-6432.