

Análisis de los efectos del cambio climático sobre la inversión térmica en la región subtropical de la Macaronesia

**Relación con el mar de nubes
y los bosques nublados asociados**



Memoria del Trabajo de Fin de Grado para la obtención del título de
Graduado en Física

Hugo Rodríguez Pérez

Tutorizado por:
Juan Carlos Guerra García
Judit Carrillo Pérez

junio 2022

Resumen

La inversión térmica en la región de la Macaronesia lleva asociada la formación de un manto de nubes del que dependen los bosques húmedos característicos de esta zona. Las inversiones interrumpen el flujo de aire húmedo que asciende orográficamente y que sustenta estos bosques nublados ricos en especies endémicas. Una de las principales causas de este fenómeno en la región es la subsidencia. Algunos autores han constatado que un ascenso de la temperatura superficial del mar, derivado del cambio climático, eleva la base de las nubes. El presente trabajo estudia la evolución de los parámetros característicos de la inversión (altura de la base, fortaleza, espesor...) en los últimos 19 años. El estudio de tendencias de datos procedentes de radiosondeos atmosféricos de la isla de Tenerife constatan un descenso de 115 metros de la base de la inversión en el periodo 2003 - 2021. La altura de la cima también desciende y se detecta un aumento de las temperaturas en ambas cotas. La razón de mezcla también aumenta, y disminuye su diferencia entre la cima y la base. Los resultados no coinciden con estudios previos realizados en otras latitudes y en otros periodos. Publicaciones anteriores comprobaron que la altura de la inversión en Canarias está principalmente modulada por la subsidencia, con un característico descenso de la altura en verano que también se ha estudiado, y que puede ser una posible explicación. Los resultados del presente estudio precisan de más investigación acerca del origen y efecto de un descenso de esta magnitud.

Analysis of climate change effects on thermal inversion in the Macaronesian subtropical region

Relationship with the stratocumulus cloud mantle and cloud forests

Hugo Rodríguez Pérez

Supervised by:

Juan Carlos Guerra García

Judit Carrillo Pérez

Macaronesian islands host many endemic species, with high natural, scientific and socio-economic value. The survival of their *laurisilva* cloud forests strongly depends on the moisture supply provided by the stratocumulus cloud layer associated with the thermal inversion of the subtropical region where they are located. The predictions done in other latitudes suggest that higher temperatures will lead to an increase in the height of the cloud base, displacing the fog layer upwards, a phenomenon known as “cloud lifting” (Pounds et al. 1999). This work studies the evolution of parameters associated with thermal inversion (such as the height of the base, the strength, and thickness) in the last 19 years. The aim is to investigate the existence of the phenomenon of “cloud lifting” in the Macaronesian region, from a broad base of atmospheric soundings.

The atmosphere is a complex system where lots of phenomena occur. To study it, it is necessary to set a physical model that allows us to understand the working of it. In the First Chapter of this study, a description of the vertical structure of the atmosphere based on the temperature dependence on height is given. The lowest layer of the atmosphere is the troposphere. It contains the most of the mass, and it is characterised by a negative lapse rate. In other words, the higher we are on this layer, the lower the temperature is. This behaviour is suddenly stopped in the next layer, the stratosphere, where the temperature increases with the height. The temperature sign is defined by the composition of each layer and its interaction with solar radiation. However, changes in the sign of the temperature lapse rate in the troposphere can occur. They are known as thermal inversions and their causes are diverse. The more relevant for this study are those inversions driven by air subsidence. This occurs when air is pushed down, and so heated, as a consequence of general circulation. One of the regions where this frequently occurs is the subtropical region of the Macaronesian Islands (Azores, Madeira, Canary Islands, Cape Verde). This First Chapter also justifies the role of thermal inversions as vertical caps, which stratify the atmosphere and allow the formation of the stratocumulus cloud layer.

In order to study changes in the more relevant parameters of the thermal inversion layer, data is obtained from the atmospheric soundings of only one of the stations of Tenerife, Güímar (# 60018), due to a discontinuity previously studied by

[Carrillo et al. \(2016\)](#). In this station, soundings are done twice a day (00 and 12 UTC). The data of height, temperature, and mixing ratio of the top and base of the first inversion detected, goes from 2003 to 2021. Trends were studied using the modules in Python *pandas* and *stats.linregress*. The whole data series was taken, so trends have a minimum resolution of 12 hours. The statistical significance test used was the non-parametric test of Mann-Kendall, implemented with the module *pymannkendall*. The threshold: p value > 0.05 was selected as criteria to consider the trend as significant. This methodology is specified in the Second Chapter.

With the long term data, a characterization and study of the seasonality of the thermal inversion were also done. An amount of 12820 inversions were detected, that is 92.4% of the total soundings, with a difference of 5% between summer and the winter season. Specifically, in May an inversion was detected in 97% of the soundings analysed, and in February and November only in 85%. The base height is minimum in summer (848 m) and maximum in the winter-autumn season (1388 m). This seasonality was explained by other authors according to an enhancement of the subsidence in summer. Thickness is on average 199 m, with no relevant differences between months. The temperature on the top and base is higher in the dry season as the values of the mixing ratio. The strength of inversion is on average 3.2°C. This parameter, and the thickness, are the relevant in order to study the efficiency of the inversion as vertical caps.

A downwards movement of the base and the top of the inversion of 115 and 130 meters, respectively, was detected. The temperature has risen on the top and base 1.7°C and the mixing ratio has strongly increased on the base. The temperature difference between top and base has enhanced. The increase of temperature and mixing ratio could be driven by the lower height of the inversion limits. All the results are statistically significant.

Since the phenomenon of the inversion presents a clear seasonality, trends on these parameters were also studied in different seasons. The downward trend on the base height is in autumn over the annual average (-10 m/year). The temperature trends are also higher in autumn. No more relevant differences between seasons were observed. All the results are found in the Third Chapter.

The trends detected, especially the downward movement of the base of the inversion, don't match with other previous studies made in other latitudes ([Pounds et al \(1999\)](#), [Diaz et al. \(2019\)](#)). This is possibly because of the strong dependence of thermal inversion height on subsidence in Canary Islands, among other latitudes. This was also the explanation given for the predictions made by [Sperling et al. \(2004\)](#) in their findings (they predicted a downward movement of the cloud layer top). Establishing a relationship between the base of the inversion and the real top of the cloud layer must take into account the particularities of the island's orography, among other factors.

The results of this work establish new lines of research that could contribute to explain the changes detected and the impact on laurisilva forests.

Índice general

1. Marco Teórico y Objetivos	1
1.1. La atmósfera: descripción y caracterización	1
1.1.1. Estructura térmica vertical	2
1.1.2. Aire seco y aire húmedo: el agua en la atmósfera	3
1.1.3. Circulación general atmosférica	4
1.2. Estabilidad atmosférica	5
1.2.1. Gradientes adiabáticos seco y saturado	5
1.2.2. Empuje hidrostático	6
1.2.3. Criterios de estabilidad	6
1.3. Inversión térmica y parámetros asociados	7
1.3.1. Parámetros asociados característicos de la inversión	8
1.4. Región de estudio	8
1.4.1. Clima de los archipiélagos de la Macaronesia	9
1.4.2. Bosques nublados [4]	10
1.5. <i>Cloud lifting</i>	11
1.6. Objetivos	11
2. Metodología: datos y análisis	13
2.1. Radiosondeos atmosféricos	13
2.2. Estaciones de radiosondeo: Güímar y Santa Cruz	14
2.3. Datos	14
2.4. Series temporales y tendencias	15
2.5. Significancia estadística	15
3. Resultados y discusión	17
3.1. Caracterización y estacionalidad de la inversión	17
3.1.1. Frecuencia de la inversión térmica	17
3.1.2. Estacionalidad de los parámetros de la inversión térmica	18
3.2. Tendencias de los parámetros de la inversión	19
3.2.1. Tendencias por estaciones	26

4. Conclusiones: implicaciones y líneas futuras	27
4.1. <i>Cloud lifting</i> y la subsidencia	27
4.2. Mar de nubes y bosques nublados asociados	28
4.3. Región subtropical de la Macaronesia	28
4.4. Conclusiones	28
Bibliografía	29

Capítulo 1

Marco Teórico y Objetivos

Summary:

In this First Chapter, a convenient description of the physical model of the atmosphere is given. In this sense, the atmospheric thermal structure is explained along with a description of the study of water vapor contained in the air, and the origin and consequences of general circulation, including subsidence. The physical and mathematical basis of atmospheric stability is also given in order to justify the role of thermal inversions as vertical caps. In addition, a description of the climatological conditions of the North Atlantic subtropical islands, the study region, is presented. This region is characterized by the stratification of the lower atmosphere due to thermal inversions. The cloud forests that can be found on these islands rely on the stratocumulus cloud layer, which is sustained by these inversions, as a consequence of the orographic ascent of moist air masses. Climate change's effects on these cloud forests have been studied in other latitudes, and so this work sets as goal the study of the trends of thermal inversion parameters in the period 2003-2021, and its relation with the stratocumulus cloud layer.

1.1. La atmósfera: descripción y caracterización

La atmósfera terrestre es una delgada capa de gases que envuelve a la Tierra y que se mantiene unida al planeta gracias a la acción de la gravedad. Su extensión vertical alcanza los mil kilómetros, aunque la mayor parte de su masa se concentra en los primeros diez (troposfera), haciéndose cada vez menos densa hasta confundirse con el espacio interplanetario. Esta capa de gases permite la vida en el planeta gracias a:

- Su **composición química** (nitrógeno, oxígeno, dióxido de carbono, vapor de agua...), asociada a la respiración de los seres vivos (O_2 , CO_2), al efecto invernadero que eleva la temperatura en la superficie del planeta (H_2O , CO_2 , CH_4) y a la protección frente a radiación letal procedente del Sol (O_2 , O_3).
- Su **dinámica**, que redistribuye la energía que llega del Sol a lo largo de todo el globo terrestre.

- Su papel en el **ciclo hidrológico**, desalando el agua presente en los océanos y distribuyéndola por la superficie continental haciendo que llegue a los seres vivos.
- La **protección** que aporta frente al polvo cósmico y rocas interplanetarias.
- Etc.

Estas características de la atmósfera conforman un sistema físico con multitud de variables y propiedades específicas (circulación general, estratificación de la atmósfera, fenómenos meteorológicos, recursos eólicos...) cuyo estudio se lleva a cabo modelizando y describiendo sus parámetros de forma adecuada. A continuación se presentan descripciones de algunas de sus características.

1.1.1. Estructura térmica vertical

Un aspecto importante en el estudio de la atmósfera terrestre desde distintos puntos de vista (termodinámico, dinámico, etc) es el que hace referencia a su estructura vertical. Su caracterización vertical podemos hacerla según su composición química, sus distintos comportamientos ante campos electromagnéticos o según su estructura térmica. Esta última forma de subdividir la atmósfera es la más habitual, y consiste en identificar capas según varíe la temperatura con la altura.

En la capa más cercana a la superficie de la Tierra, la troposfera, la temperatura disminuye en término medio $6.5 \frac{^{\circ}\text{C}}{\text{km}}$ hasta que llega a la tropopausa, a unos 10 km de altura en promedio (existen variaciones importantes según la latitud), donde esta variación se invierte y la temperatura comienza a aumentar con la altura. En la siguiente capa, la estratosfera, el gradiente de temperatura es positivo hasta que se produce una nueva ruptura y el gradiente vuelve a ser negativo. A estas capas le siguen la mesosfera y la termosfera. La mesosfera, se caracteriza por un gradiente negativo de temperatura y por acoger los estratos más fríos de toda la atmósfera. La termosfera, lo contrario, llegando a presentar capas con temperaturas del orden de 250°C y 800°C, entendiendo la temperatura como medida de la cinética de las moléculas, cuya densidad a esas cotas es muy baja [6].

Estos comportamientos de aumento y disminución de la temperatura con la altura tienen su origen en la composición química de cada capa y en los procesos físicos de absorción de radiación que se dan en ellas: en la troposfera el aire es transparente a la radiación solar, que sí calienta la superficie terrestre y cuya reemisión es absorbida por el aire circundante, principalmente debido al contenido en vapor de agua y a los demás gases de efecto invernadero. En una capa más alta, la estratosfera, el aumento de la temperatura se vincula a la absorción de la radiación solar más energética por

parte del O_3 y del O_2 . La capacidad de absorber radiación, debido a la composición, también define los gradientes térmicos en la mesosfera y la termosfera [6].

Los gradientes verticales de temperatura definen las capas y subcapas de la atmósfera a la vez que su estabilidad, cuya justificación física se presenta en el apartado **1.2**.

1.1.2. Aire seco y aire húmedo: el agua en la atmósfera

La modelización de la atmósfera como sistema físico exige necesariamente identificar el comportamiento termodinámico de la misma según el contenido de agua. El agua es el único componente de la atmósfera que puede presentarse en sus tres fases. Sus transiciones de fase, y las grandes cantidades de energía asociadas, juegan un papel importante en el sistema. Cabe destacar que solo el 0.0009 % del agua total en el planeta se encuentra en la atmósfera, siendo la principal fuente de agua de consumo en el planeta. La composición de vapor de agua disminuye regularmente según subimos en la atmósfera y nos alejamos de su principal fuente, los océanos [6].

Para estudiar el aire desde un punto de vista termodinámico se hace necesario realizar la distinción entre *aire seco* y *aire húmedo*, atendiendo a la presencia de vapor de agua en este. A su vez, el aire húmedo puede estar saturado o no. El modelo consiste en considerar al aire un gas ideal, descrito por la ecuación de los gases ideales. La variabilidad del vapor de agua en el espacio y el tiempo hace necesario usar índices de humedad u otras magnitudes útiles que describan la parcela de atmósfera de aire húmedo en la atmósfera. Algunos de estos parámetros son [6]:

- **Temperatura virtual (T_v):** la temperatura que tendría que tener el aire húmedo para poder tratarlo como aire seco. Este parámetro puede calcularse según:

$$T_v = (1 + 0,608\chi)T \quad (1.1)$$

siendo χ la concentración de vapor (masa vapor entre masa total)

- **Presión de vapor (e):** es la presión parcial del vapor de agua en el aire. Es proporcional al número de moles de los constituyentes de la mezcla (Leyes de Dalton)
- **Presión de vapor de saturación (e_s):** es la presión parcial del vapor de agua en el aire en condiciones de saturación. Toma valores entre 0 y 40 mb y depende de la temperatura según la ecuación de Clausius-Clapeyron. Es el valor máximo que puede tomar la presión de vapor.
- **Razón de mezcla (w):** se define como el cociente entre la densidad de vapor de agua y el aire seco o, equivalentemente, el de sus masas. Una aproximación válida

para el rango de temperaturas de la atmósfera (donde $p \gg e$) es:

$$w \approx 0,622 \cdot \frac{e}{p} \quad (1.2)$$

- **Razón de mezcla de saturación** (w_s): es la razón de mezcla en condiciones de saturación, es decir el cociente entre la cantidad máxima de agua que admite un volumen V de aire saturado y la masa de aire seco. En este caso, bajo la condición de $p \gg e$, se tendrá un valor dependiente de la temperatura:

$$w_s \approx 0,622 \cdot \frac{e_s(T)}{p} \quad (1.3)$$

- **Humedad relativa**: se define como el cociente entre la razón de mezcla actual y la razón de mezcla de saturación, expresado en porcentaje.

$$HR = \frac{w}{w_s(T)} \quad (1.4)$$

Depende de la presión de vapor y de la temperatura, aunque como las variaciones de presión son menores que las de la temperatura, el parámetro es modulado casi totalmente por la temperatura .

1.1.3. Circulación general atmosférica

Consiste en el conjunto de corrientes a escala planetaria a consecuencia de la diferencia entre la recepción de energía del sol y su capacidad de absorberla o reflejarla según las latitudes, moduladas por la rotación terrestre. [Hadley \(1735\)](#) propone un modelo sencillo consistente en ascenso de aire en el ecuador (bajas presiones), a consecuencia del calentamiento, y sustituido por aire frío de los polos, cuyo desplazamiento cierra una *célula*. El modelo puede ser refinado considerando la rotación del planeta y su composición de océanos y continentes. De esta forma aparecen no una, sino tres células [16]. Este modelo, aunque sujeto a alteraciones estacionales, climáticas y eventuales, explica fenómenos como los vientos alisios y el cinturón de altas presiones a latitudes de 30° N y S, por ejemplo. Véase el esquema simplificado en la Figura 1.1.

Como se aprecia en la Figura 1.1, entre las células de Hadley y Ferrel, la llamada rama descendente de la célula de Hadley, existe una zona en la que se tiene aire descendiendo. A este descenso de aire se lo conoce como subsidencia, y en superficie provoca una divergencia horizontal de aire. La subsidencia de aire supone una compresión adiabática del mismo provocando que se caliente, además de impedir movimientos convectivos (ascendentes).

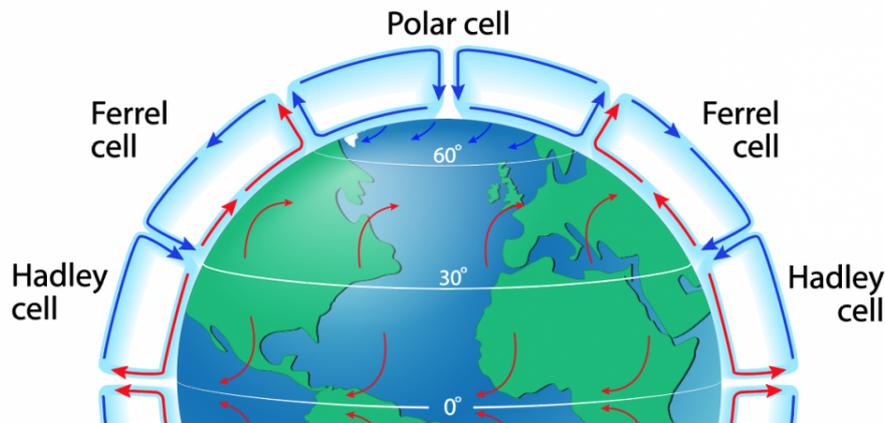


Figura 1.1 Circulación general en el HN. Imagen tomada de: [Internet Geography](#)

1.2. Estabilidad atmosférica

La estabilidad de un estrato de la atmósfera se determina suponiendo un pequeño desplazamiento vertical de una masa de aire y su tendencia a recuperar su nivel de partida. Para su discusión se hace necesario introducir varios conceptos [6] [12].

1.2.1. Gradientes adiabáticos seco y saturado

La variación $\frac{dT}{dz}$ que medimos experimentalmente en la atmósfera es el llamado gradiente térmico vertical, Γ . Éste es, en general, distinto al que se obtiene considerando una expansión o compresión adiabática bajo equilibrio hidrostático de una parcela de aire seco, llamado **gradiente adiabático seco** y que toma el valor de:

$$\Gamma_d = \frac{g}{c_p} \approx 9,8 \frac{^\circ\text{C}}{\text{km}} \quad (1.5)$$

siendo g la aceleración de la gravedad ($g(z)$) y c_p la capacidad calorífica a P constante. Sustituyendo valores apropiados para la baja troposfera se obtiene el resultado presentado.

Si se produce saturación en el ascenso, hay que considerar el calor latente liberado en la condensación. Con esta incorporación y suponiendo que el agua líquida precipita, se llega mediante un procedimiento análogo al anterior, a la expresión analítica del llamado **gradiente pseudoadiabático** :

$$\Gamma_s = \frac{\Gamma_d}{1 + \left(\frac{l_v}{c_{p,s}} \frac{dw_s}{dT} \right)} \quad (1.6)$$

con Γ_d el gradiente adiabático seco, l_v el calor latente del vapor de agua, $c_{p,s}$ la capacidad calorífica a presión constante del aire saturado y $\frac{dw_s}{dT}$ la variación de la razón de mezcla del aire saturado con la temperatura.

1.2.2. Empuje hidrostático

Consideremos una parcela de aire de volumen V , densidad ρ y temperatura T en un medio de densidad y temperatura ρ' y T' . Un desplazamiento de la parcela desplazará un volumen igual de aire del medio. Planteando equilibrio hidrostático es fácil ver que la fuerza neta vertical y hacia arriba que actúa sobre la burbuja por unidad de masa es:

$$F_\mu = g \frac{\rho' - \rho}{\rho} = g \frac{T - T'}{T'} \quad (1.7)$$

Se interpreta que la fuerza es positiva cuando la parcela está más caliente que el medio ($T > T'$), por lo tanto asciende, y negativa en el caso contrario. Si se desea obtener el balance para el aire húmedo, basta con sustituir la temperatura por la temperatura virtual T_v .

1.2.3. Criterios de estabilidad

Con todo lo anterior puede obtenerse la estabilidad de una parcela de aire en un medio cuando se produce un desplazamiento vertical.

Sea una parcela de aire húmedo no saturado en equilibrio térmico con el medio (T_0). Si la parcela asciende una cantidad dz , su temperatura en el nuevo nivel es: $T = T_0 - \Gamma_d dz$, mientras que la del aire circundante en esa nueva cota es $T' = T_0 - \Gamma dz$. Evaluando la diferencia de temperaturas entre la parcela y el medio tenemos:

$$T - T' = (\Gamma - \Gamma_d) dz \quad (1.8)$$

Llevando el resultado a la ecuación de la fuerza vertical neta (1.7) se obtienen las siguientes conclusiones:

- Si $\Gamma > \Gamma_d$, entonces $T > T'$ y la parcela asciende. Asciende por la acción de una fuerza en la misma dirección y sentido que el ascenso inicial, es decir, se tendrá un estrato **inestable**.
- Si $\Gamma < \Gamma_d$, entonces $T < T'$ y la parcela desciende. Desciende por la acción de una fuerza en la misma dirección y sentido contrario al ascenso inicial, es decir, se tendrá un estrato **estable** por la acción de una fuerza restauradora.
- La situación de medio y parcela a la misma temperatura, y $\Gamma = \Gamma_d$ se conoce como **estabilidad neutra**.

Resumidamente:

$$\begin{aligned}\Gamma < \Gamma_d & \text{ Estable} \\ \Gamma > \Gamma_d & \text{ Inestable} \\ \Gamma = \Gamma_d & \text{ Neutro}\end{aligned}$$

Para el caso de aire húmedo saturado se obtienen los mismos criterios sustituyendo el gradiente adiabático no saturado por el saturado:

$$\begin{aligned}\Gamma < \Gamma_s & \text{ Estable} \\ \Gamma > \Gamma_s & \text{ Inestable} \\ \Gamma = \Gamma_s & \text{ Neutro}\end{aligned}$$

Para el caso de estabilidad o inestabilidad condicional, se tiene la situación $\Gamma_d > \Gamma > \Gamma_s$, en la que se tiene que atender a las características de la parcela en cuestión para determinar la estabilidad de la misma.

Se acaba de poner de manifiesto que **la estabilidad de la capa de una atmósfera depende del gradiente térmico ambiental**. Recordar que en la capa más baja, la troposfera, el gradiente ambiental es en término medio de $-6.5 \frac{^{\circ}\text{C}}{\text{km}}$, que es en general mayor que $\Gamma_d \approx \Gamma_s$, lo que la convierte en una capa en general inestable. La capa superior, la estratosfera, tiene un gradiente ambiental positivo, y por lo tanto es estable. La estabilidad, y consecuencias derivadas de la misma, pueden describirse a partir de las distribuciones verticales de temperatura.

Sin embargo, la atmósfera es un sistema complejo y alteraciones al modelo presentado pueden producirse. A continuación se introduce un fenómeno común que se puede producir en la troposfera y que altera la estabilidad de la misma debido a un cambio de signo del gradiente ambiental: *Inversiones térmicas*.

1.3. Inversión térmica y parámetros asociados

Una inversión térmica es una característica muy importante en la estructura vertical de la atmósfera con grandes repercusiones en el tiempo atmosférico y en el clima. Puede darse debido a distintos factores, tomando cada tipo una denominación distinta. Las más interesantes son:

- **Inversión térmica por radiación.** Se produce cuando en una noche de cielo despejado, la enfriada superficie continental consigue enfriar una envolvente capa de aire. De esta forma, según aumenta la altura, el gradiente térmico aumenta brevemente para luego disminuir con el ratio habitual. Es un fenómeno efímero

que suele desaparecer cuando el sol calienta la superficie y la capa de aire junto al suelo.

- **Inversión térmica por frentes.** Cuando dos frentes, uno de aire cálido y otro de aire frío se encuentran también pueden provocar una inversión térmica dado que el frío tiene la capacidad de elevar al cálido.
- **Inversión térmica por subsidencia.** Se asocian a la subsidencia producida como parte de la circulación general. El aire es obligado a descender y sufre una compresión adiabática que hace que aumente su temperatura. La inversión se dará cuando este aire *empujado* hacia abajo, y calentado, esté más caliente que el de la capa inferior.

Las inversiones por radiación y por frentes no son permanentes, como sí pueden ser las que ocurren por subsidencia. Para caracterizar las inversiones se utilizan diversos parámetros.

1.3.1. Parámetros asociados característicos de la inversión

Las inversiones son regiones verticales en las que el gradiente térmico es positivo. Son, por tanto, regiones con base y cima. Para caracterizarlas son interesantes parámetros como la presión, altura, temperatura, dirección del viento y razón de mezcla (RZ) en base y cima. De ellos, se puede calcular:

- **Espesor:** Diferencia entre la altura de la cima y la de la base ($z_{cima} - z_{base}$). A mayor espesor, mayor efectividad de la inversión para separar capas.
- **Fortaleza:** Aumento de temperatura entre la cima y la base ($T_{cima} - T_{base}$). Cuanto mayor sea la fortaleza, también será mayor la efectividad de la inversión.
- **Diferencia de razón de mezcla** entre la cima y de la base ($RZ_{cima} - RZ_{base}$).

Son parámetros que, pese a la persistencia del fenómeno en las latitudes a las que se dan, pueden variar notablemente entre estaciones del año.

1.4. Región de estudio

Una de las zonas del planeta en las que se dan inversiones térmicas de forma persistente son zonas subtropicales, en el entorno del cinturón de altas presiones asociado a la circulación atmosférica [13]. En este enclave latitudinal, a pocos grados longitudinales al oeste en el hemisferio norte, encontramos a los archipiélagos de la Macaronesia: Azores, Madeira, Islas Salvajes, Canarias y Cabo Verde. Esta región está afectada por la subsidencia en grados diferentes (Carrillo et al., 2016) dada su proximidad a la rama descendente de la célula de Hadley.

1.4.1. Clima de los archipiélagos de la Macaronesia

Estas islas se caracterizan en términos climáticos por su localización en el Atlántico Norte, la corriente del Golfo, la orografía y la proximidad al Anticiclón de las Azores y su subsidencia y vientos alisios asociados [1]. Estos factores hacen que los archipiélagos tengan un clima bastante distinto al esperado por su latitud, y que sí se tiene en zonas continentales próximas como el cercano desierto del Sahara en África Occidental [10].

Una característica destacada de la región es la formación un manto de estratocúmulos generado como consecuencia del ascenso orográfico de masas de aire cargadas de humedad por parte de los Alisios. La masa de aire húmedo condensa durante el ascenso formando nubes que quedan retenidas por una inversión térmica que, como se ha discutido, separa capas de distinta estabilidad. Por su proximidad y fuerte contribución del océano, a la capa que queda bajo la inversión se la denomina *Capa límite marina*, o por sus siglas en inglés, *MLB* [16]. En la Figura 1.2 se presenta un esquema del fenómeno.

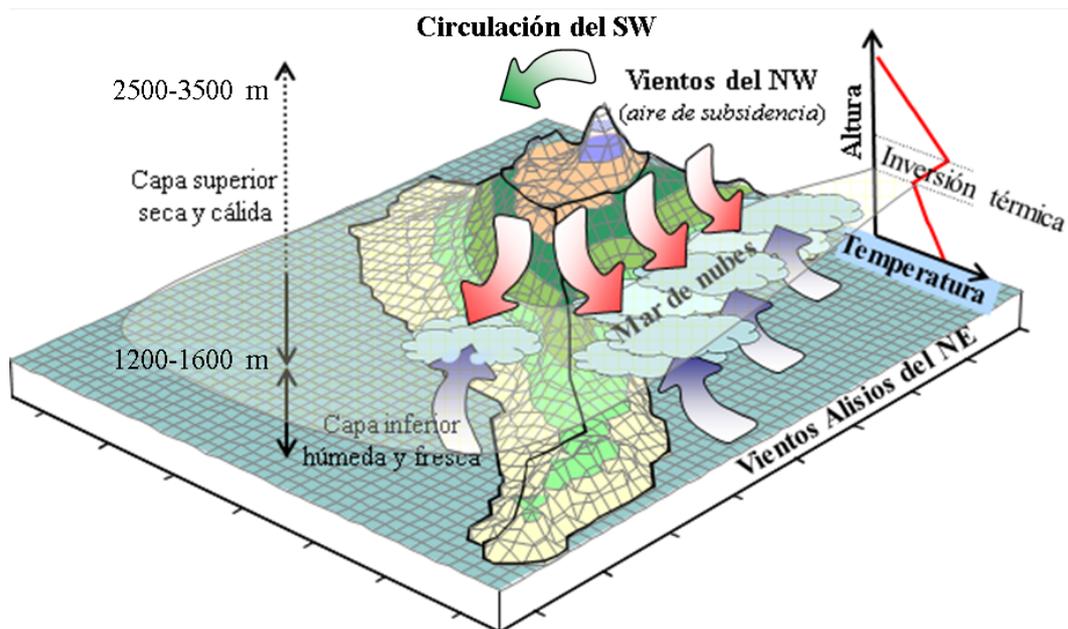


Figura 1.2 Formación del mar de nubes. Imagen tomada de jferrer.webs.ull.es

En la Figura 1.3 se presenta un diagrama termodinámico de Stüve con las curvas etiquetadas. Corresponde a un radiosondeo lanzado el 1 de enero de 2003 desde una estación en Güímar, Tenerife (más información se presenta en el **Capítulo 2**). Observar la inversión de superficie caracterizada por ser un corto tramo de pendiente positiva en el perfil de temperatura. Se aprecia otra inversión térmica a una altura superior, cuyo cambio de signo se produce en un punto coincidente con el perfil de temperatura de

punto de rocío. Esto significa que existe condensación retenida por la inversión a esa altura, de acuerdo con el esquema de la Figura 1.2.

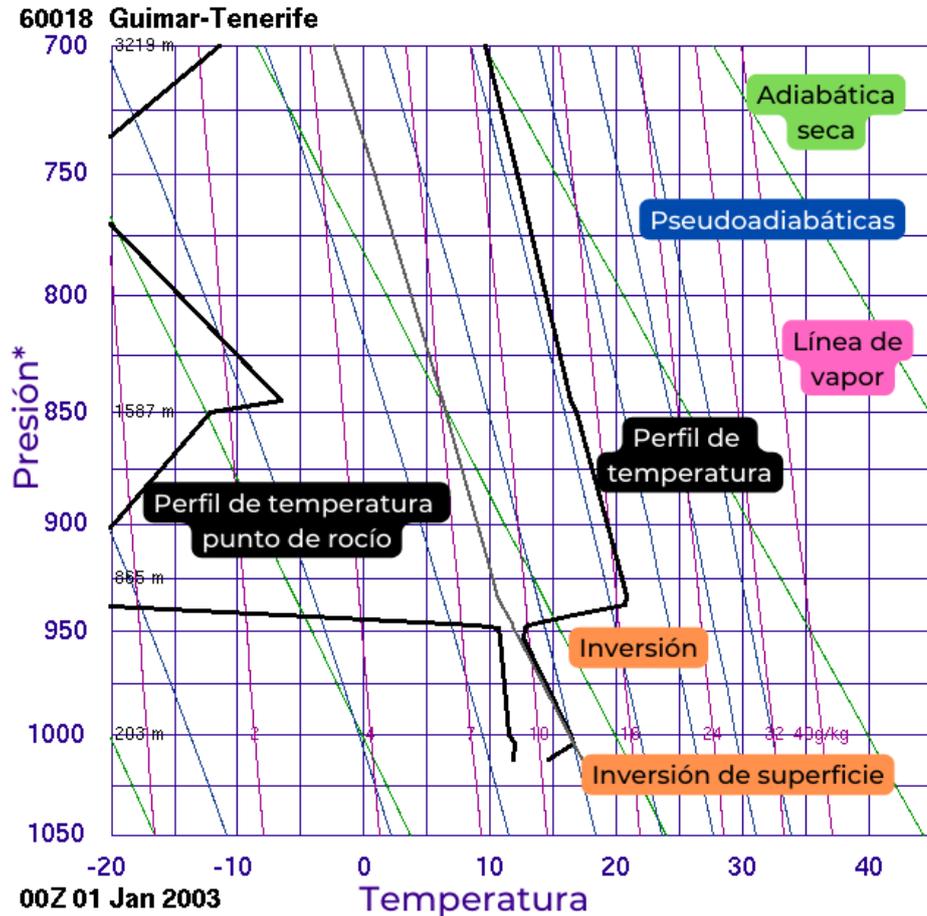


Figura 1.3 Radiosondeo lanzado desde la estación de Güimar el 01/01/2003.

1.4.2. Bosques nublados [4]

Debido a la inversión térmica y al mar de nubes asociado, estos archipiélagos han acogido y acogen bosques de laurisilva justo a los niveles del manto de nubes. Son estas nubes las que, en forma de precipitación horizontal, sustentan los bosques en los meses secos. La extensión de estos bosques nublados o *monteverde* ha ido disminuyendo a lo largo de los siglos persistiendo en zonas restringidas. En las Azores su extensión está limitada a zonas abruptas de las islas de Sao Miguel, Terceira o Pico. En la isla de Madeira la extensión es algo mayor, estando presente en zonas de la vertiente septentrional como Folhadal y Caldeirão Verde. En Canarias se conserva en cotas altas en La Gomera (Parque de Garajonay), en los macizos de Anaga y Teno en Tenerife y en La Palma (Los Tilos y Cubo de la Galga). En Cabo Verde no quedan vestigios estos bosques nublados.

1.5. *Cloud lifting*

Algunos autores han estudiado la hipótesis de que la base del manto de nubes que sustenta el bosque nuboso de Monteverde, en Costa Rica, esté sufriendo un ascenso tras la observación de migraciones de fauna. Esta hipótesis, denominada **"lifting-cloud base hypothesis"**, parte de que un aumento en la temperatura de la superficie del mar incrementa la evaporación, generando mayor vapor de agua y calor latente liberado tras la condensación de éste. El calor latente liberado modifica el perfil térmico vertical y, por tanto, la cota del manto de nubes [11] [15]. Concretamente, [Pounds et al. \(1999\)](#) correlacionan datos de ocurrencia de niebla a través de datos de precipitación y temperaturas atmosféricas con una elevación de la base del manto de estratocúmulos. El origen del mismo es la elevación de masas de aire cargados de humedad del Caribe por parte de los Alisios en la Cordillera del Tilarán. [Still et al. \(1999\)](#) simulan, mediante modelos de circulación general, o *GCM*, variaciones en perfiles verticales de humedad relativa y temperatura para los bosques nubosos de distintas partes del planeta (Monteverde, Serrenia, Mt. Kinabalu y Mt. Virunga). El estudio muestra un desplazamiento hacia arriba de la base de las nubes.

[Sperling et al. \(2004\)](#) examinan tendencias de datos de temperatura y humedad en Anaga (Tenerife, Canarias) y realizan tres simulaciones *GCM* en el escenario IS92a [8]. Se estudian los meses de verano, en los que el manto de nubes es vital para la laurisilva. Los resultados que se obtienen para dos de las simulaciones pronostican un desplazamiento hacia abajo de la base del manto de nubes, algo acorde con el aumento registrado en la humedad relativa y reducción del rango de temperaturas diurnas bajo la inversión térmica en la amplia base de datos que usan [14]. El estudio vincula los resultados a una mayor subsidencia que baja el nivel de la inversión térmica en estos meses de junio, julio y agosto. [Sperling et al. \(2004\)](#) mencionan los resultados de [Still et al. \(1999\)](#) y señalan como fuente de la diferencia a la posición relativa entre el territorio de estudio y la célula de Hadley, además de las distintas metodologías usadas y la posible no muy buena adecuación de los *GCM* a la orografía de la isla.

1.6. **Objetivos**

Los principales objetivos del presente trabajo son:

- Estudiar y caracterizar la frecuencia y estacionalidad de la inversión en Canarias a partir de datos de radiosondeos atmosféricos y compararlos con estudios previos.
- Estudiar y analizar variaciones temporales producidas en el periodo 2003 - 2021 (ver Capítulo 2) en los principales parámetros de la inversión y verificar si se cumple la "lifting-cloud base hypothesis".

Capítulo 2

Metodología: datos y análisis

Summary:

The Second Chapter describes the dataset and the methods used in the study. The data about inversion layer parameters were obtained from the atmospheric soundings available on the web of the University of Wyoming. Only records from one of the stations in Tenerife (Güímar (60018)) was used due to a discontinuity previously studied. In this sense, the data of inversion's top and base height, temperature and mixing ratio goes from 2003 to 2021. Trends were studied using the modules in Python pandas and stats.linregress, and done using the whole time series. The statistical significance test selected was the non-parametric test of Mann-Kendall implemented with the module pymannkendall and the threshold: p value >0.05 was set as criteria to consider the trend as significant.

2.1. Radiosondeos atmosféricos

Los datos que se utilizan en el estudio provienen de radiosondeos atmosféricos. Estas medidas son de especial relevancia para el estudio vertical de la atmósfera y consisten en la obtención de distintos parámetros según asciende una sonda incorporada a un globo de helio. Los parámetros que mide la sonda son temperatura, presión, razón de mezcla, posición GPS y velocidad y dirección del viento.

Los perfiles verticales que realizan los sondeos son transmitidos por radiofrecuencia a una antena en la estación de lanzamiento. La gran cantidad de información que provee un radiosondeo puede ser fácilmente visualizada mediante los llamados diagramas termodinámicos. Estos son representaciones gráficas cartesianas en las que se enfrentan dos variables de estado independientes entre sí. En todos ellos se representan isotermas, isobaras, adiabáticas secas, pseudoadiabáticas, líneas temperatura potencial constante y líneas de vapor. La elección de las dos variables que se representan en los ejes determina tanto la forma de estas líneas como la utilidad y claridad de lectura del diagrama. Particularmente, los diagramas de Stüve representan la temperatura en el eje de abscisas y $p^{0,286}$ en el de ordenadas, donde $0,286 = \frac{c_p}{R_d}$. La detección

de inversiones térmicas a través de estos diagramas es bastante directa. Esta clase de diagrama es la que se presenta en el Capítulo 1, en la Figura 1.3.

2.2. Estaciones de radiosondeo: Güímar y Santa Cruz

En la isla de Tenerife se han lanzado radiosondeos desde dos estaciones distintas. En el periodo 1982-2002 la estación de lanzamiento se localizaba en la capital, Santa Cruz de Tenerife (60020). En 2002 la estación se trasladó al Valle de Güímar (60018), y desde allí se lanzan dos radiosondeos diarios. En el Cuadro 2.1 se presentan más datos acerca de estas estaciones.

Cuadro 2.1 Información acerca de los radiosondeos de Tenerife. Extraída de [1]

	Latitud	Longitud	Altura	Sensor	Periodo
Santa Cruz (60020)	28° 27'	16° 19'	36 m	Vaisala RS80	1982-2002
Guímar (60018)	28° 19'	16° 23'	111 m	Vaisala RS92	2003- actualidad

La posibilidad de utilizar los datos de ambas estaciones de manera conjunta ha sido estudiada con anterioridad [1]. Se estudió la homogeneidad de ambas series temporales mediante los test no paramétricos de Kolmógorov-Smirnov y Mann-Whitney. Se utilizaron datos de temperaturas en cotas de presión significativas para 5 años antes y después del cambio de ubicación. Los test concluyeron que ambas series no pueden ser tratadas como una única debido a la inhomogeneidad de los datos.

En este estudio se explica esta inhomogeneidad atendiendo a la diferencia del entorno orográfico de ambas estaciones, estando la del Valle de Güímar afectada por una dorsal de 2000 m.s.n.m. que modifica el flujo sinóptico y, por tanto, la estratificación en la baja troposfera [1].

2.3. Datos

Para el estudio se dispone de datos de los radiosondeos centralizados en la [web de la Universidad de Wyoming](#). Un algoritmo propio identifica las inversiones térmicas cuando el gradiente de temperatura frente a la altura adquiere signo positivo. Se tomó la primera inversión detectada en cada radiosondeo, desechando las de superficie. Se extraen los parámetros: altura, temperatura y razón de mezcla de la base y la cima de la inversión térmica. A partir de ellos se calculan otros parámetros de interés como la fortaleza (diferencia de temperatura entre la cima y la base de la inversión) y el espesor (diferencia de alturas entre la cima y la base).

Los datos los componen **12820 registros** de inversiones térmicas entre el 1 de enero de 2003 y el 31 de diciembre de 2021 procedentes de radiosondeos lanzados desde la estación de Güímar.

2.4. Series temporales y tendencias

Las variaciones temporales y tendencias fueron estudiadas con el módulo [pandas](#) del lenguaje Python. Las tendencias se obtuvieron por la realización de una regresión lineal de la serie completa con el módulo [stats.linregress](#) de SciPy, con el que también se calcula un error relativo de la pendiente asociado a la desviación estandar de la misma. La conocida estacionalidad del fenómeno de la inversión [1], y que también se analiza brevemente en el presente estudio, requiere también estudiar las tendencias de los parámetros analizados por estaciones del año, en el período de estudio, 2003-2021.

2.5. Significancia estadística

Los resultados del estudio de las tendencias se acompañan de una cifra de confianza. La significancia estadística se realiza mediante el test no paramétrico de Mann-Kendall ([Mann \(1945\)](#), [Kendall \(1948\)](#)). El test no asume ninguna distribución específica de los datos. Como otros test similares de estudio de tendencias, el Mann-Kendall test parte de la null-hypothesis: *no existe tendencia* y evalúa su credibilidad a partir de un *p value*. Las tendencias con un *p value* < 0,05 son consideradas significativas, y no fruto de la aleatoriedad, con un nivel de confianza del 95 %. Se ha implementado mediante el módulo [pymannkendall](#) de Python.

Capítulo 3

Resultados y discusión

Summary:

The Third Chapter contains the results of the study. First, the characterization and seasonality of the inversions are studied with the long term data. Inversions were detected in 92.4 % of the soundings, with a difference of 5 % between seasons. The base height is minimum in summer (848 m) and maximum in winter and autumn (1388 m). Thickness is on average 199 m. The temperature on top and base is higher in the summer as the values of the mixing ratio. In the period of study, the base and top have moved downwards 115 and 130 meters, respectively. The temperature has risen on top and base 1.7°C and the mixing ratio has strongly increased on the base. The correlation between the trends is discussed.

3.1. Caracterización y estacionalidad de la inversión

3.1.1. Frecuencia de la inversión térmica

Inicialmente se estudia el porcentaje de sondeos con presencia de inversiones térmicas por meses y por estaciones. Se registra al menos una inversión en el 92.4 % del total de sondeos. En la Figura 3.1 se representa el porcentaje de sondeos con inversión por meses. Los meses con menor presencia de inversión son febrero y noviembre (85 % de los sondeos). En el mes de mayo se llega al máximo: presencia de inversión el 97 % del total de los sondeos. Los datos de frecuencia por estaciones¹ se recogen en el Cuadro 3.1, donde se observa una diferencia del 5 % entre la frecuencia de inversión en la estaciones de primavera y verano (95 %) con respecto a las estaciones de otoño e invierno (90 %).

¹Invierno: enero, febrero, marzo. Primavera: abril, mayo, junio. Verano: junio, julio, agosto. Otoño: septiembre, octubre, noviembre.

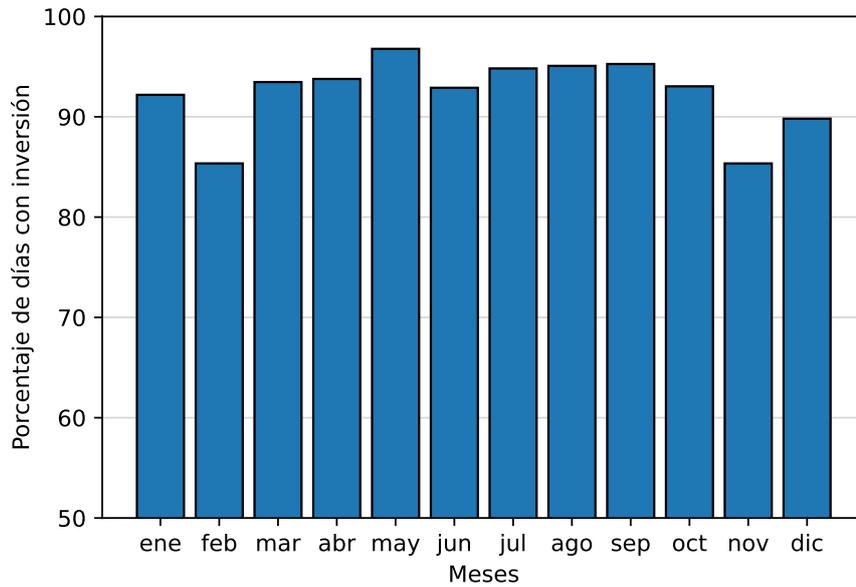


Figura 3.1 Frecuencia de la inversión por meses

Cuadro 3.1 Frecuencia de la inversión por estaciones.

	Número de sondeos	% de sondeos con inversión
Invierno	3496	90.49 %
Primavera	3428	94.51 %
Verano	3458	95.05 %
Otoño	3496	89.45 %

3.1.2. Estacionalidad de los parámetros de la inversión térmica

En las Figuras 3.2, 3.3 y 3.4 se muestran boxplots² de los parámetros de la inversión por meses. Complementariamente, en los Cuadros 3.2, 3.4 y 3.3 se presentan los valores de mediana, primer y tercer cuartil de cada uno de los parámetros por estaciones.

La altura de la base de la inversión presenta sus valores más bajos en los meses de verano (848 m), coincidiendo con su mayor frecuencia. Los valores más altos se miden en otoño-invierno (1388 m). El espesor de la inversión es menor en la otoño-invierno que en primavera-verano, con una media de 199 metros. La cima de la inversión toma valores de altura máximos en la estación otoño. Los meses con menor rango intercuartil son los meses de verano, es decir, los valores de altura de la base y cima toman valores más concentrados esos meses.

²En los boxplots (Figuras 3.2, 3.3 y 3.4) se representan cajas. Los límites de las cajas (de abajo a arriba) son el cuartil 1 y cuartil 3, marcando valores por debajo de los cuales se concentran el 25 y 75 % de los datos, respectivamente. La marca interior de cada caja es la mediana. Las barras exteriores marcan los valores extremos no atípicos (dentro del criterio de 1.5 veces el rango intercuartil (Q3-Q1))

La temperatura en base y cima alcanzan valores máximos en los meses de verano y mínimos en invierno. La diferencia de temperatura entre la cima y la base (fortaleza) es de media de 3.2°C, siendo máxima en verano. El rango intercuartil para base y cima es de media 9.2°C, mínimo para los meses de verano (5.1°C).

La razón de mezcla en la base es máxima durante verano (10.23 g/kg) y mínima en invierno (6.02 g/kg). En la diferencia de razón de mezcla entre la cima y la base de la inversión se observa una mayor dispersión (mayor rango intercuartil) en los meses de verano, según se compureba en los boxplots (Figura 3.4)

Las variaciones anuales detectadas para la altura de la base está de acuerdo con estudios previos (Carrillo et al. (2016), Dorta Antequera (1996), Tullot (1956)). Concretamente, Carrillo et al. (2016) proponen un modelo conceptual en el que se relaciona la bajada de la altura de la base de la inversión en el verano con un reforzamiento de la subsidencia de aire sobre Canarias en esos meses y no con un aumento de la temperatura superficial del mar.

3.2. Tendencias de los parámetros de la inversión

Las medias trimestrales y anuales se presentan junto con la línea de tendencia para los 9 parámetros de estudio en las Figuras 3.5, 3.6 y 3.7. Los valores de tendencia por año y durante el periodo 2003-2021, así como la confianza y error relativo se encuentran en los Cuadros 3.5, 3.6 y 3.7. Las tendencias detectadas en los nueve parámetros de la inversión son significativas atendiendo al valor de confianza correspondiente al p value del test de Mann Kendall.

Como puede observarse, la altura de la base y de la cima han sufrido un descenso de 115 metros durante el periodo de estudio. El ritmo de descenso es ligeramente mayor para los datos de la altura de la cima, que ha descendido 130 metros. El espesor también ha disminuido en 15 metros. Los valores de temperatura han subido 1.5°C en la base y 1.8°C en la cima. La fortaleza también aumenta 0.3°C. Los datos de razón de mezcla en la base han aumentado en 0.96 g/kg. También lo han hecho en la cima, pero en menor medida (0.26 g/kg), resultando que la diferencia cima - base haya disminuido 0.70 g/kg.

El desplazamiento hacia abajo de los límites superior e inferior de la inversión térmica podría ser la causa de la subida de temperaturas registradas en base y cima, dado que en cotas más bajas las temperaturas son más altas. La efectividad de la inversión, definida por el espesor y la fortaleza, disminuye atendiendo a la tendencia del espesor y aumenta según la evolución de la fortaleza. El aumento de la razón de mezcla en la base puede deberse a un incremento del contenido de vapor de agua en la capa

atmosférica superficial como consecuencia de la evaporación asociada a incrementos de la temperatura superficial del mar. La diferencia de razón de mezcla entre la cima y la base disminuye en 0.70 g/kg, y da cuenta de la diferencia de la tendencia de este parámetro en la base y cima.

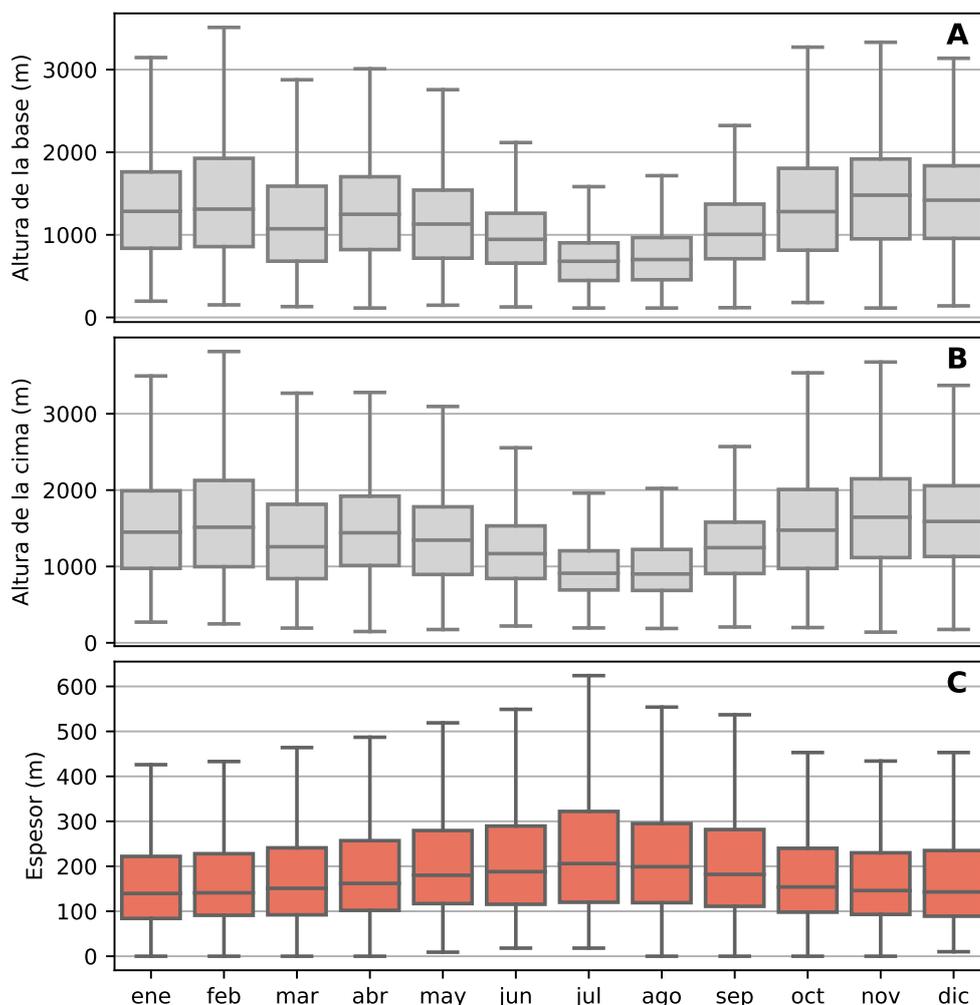


Figura 3.2 Estacionalidad de parámetros asociados a la altura

Cuadro 3.2 Mediana (M) y cuartiles (Q1, Q3) de parámetros de altura por estaciones

(metros)	Altura base			Altura cima			Espesor		
	M	Q1	Q3	M	Q1	Q3	M	Q1	Q3
Primavera	1161	723	1507	1375	901	1735	213	112	274
Verano	848	516	1077	1078	743	1349	229	117	299
Otoño	1435	904	1848	1617	1068	2075	181	93	235
Invierno	1340	781	1757	1515	923	1981	174	88	229

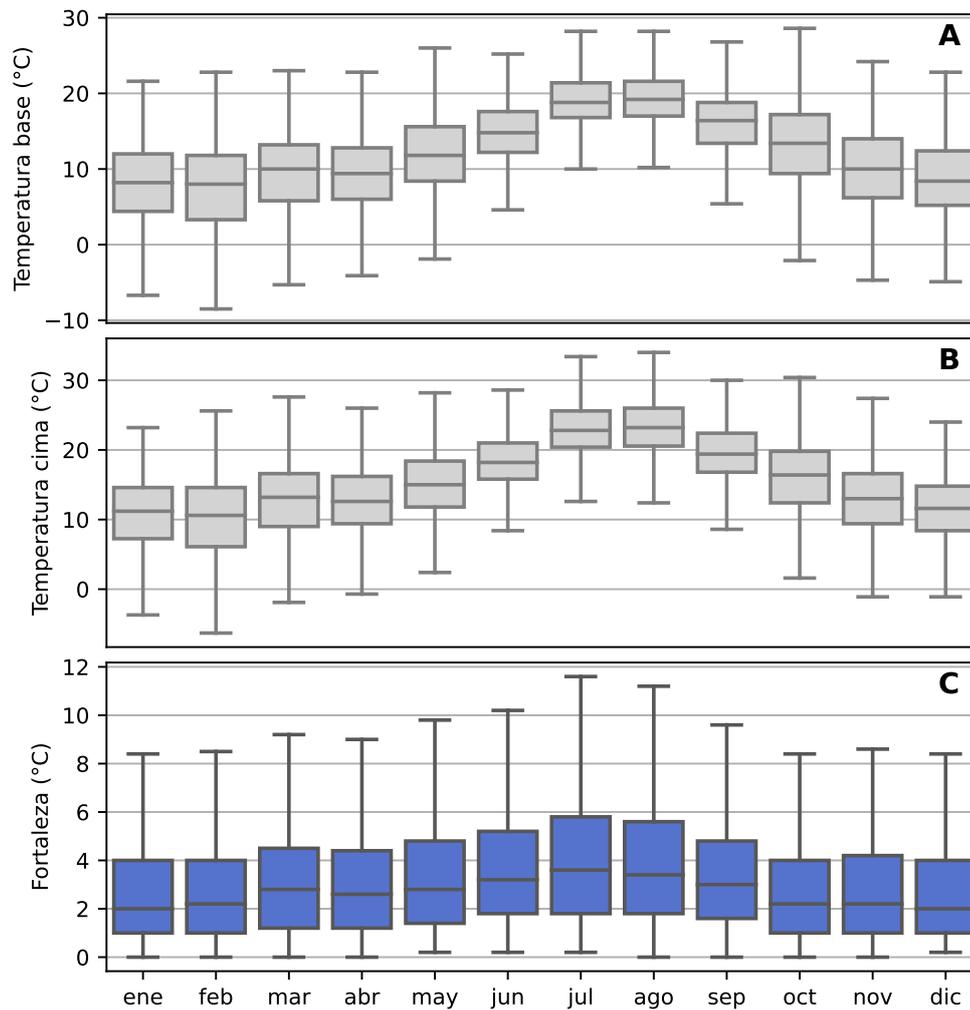


Figura 3.3 Estacionalidad de parámetros asociados a la temperatura

Cuadro 3.3 Mediana (M) y cuartiles (Q1, Q3) de parámetros de temperatura por estaciones

(°C)	Temperatura base			Temperatura cima			Fortaleza		
	M	Q1	Q3	M	Q1	Q3	M	Q1	Q3
Primavera	12.1	8.6	15.8	15.4	12.0	19.0	3.4	1.6	4.8
Verano	18.2	15.8	20.8	22.1	19.2	25.0	3.8	1.8	5.4
Otoño	10.7	6.6	15.0	13.5	9.6	17.4	2.7	1.0	4.2
Invierno	8.2	4.4	12.6	11.0	7.4	15.4	2.8	1.0	4.2

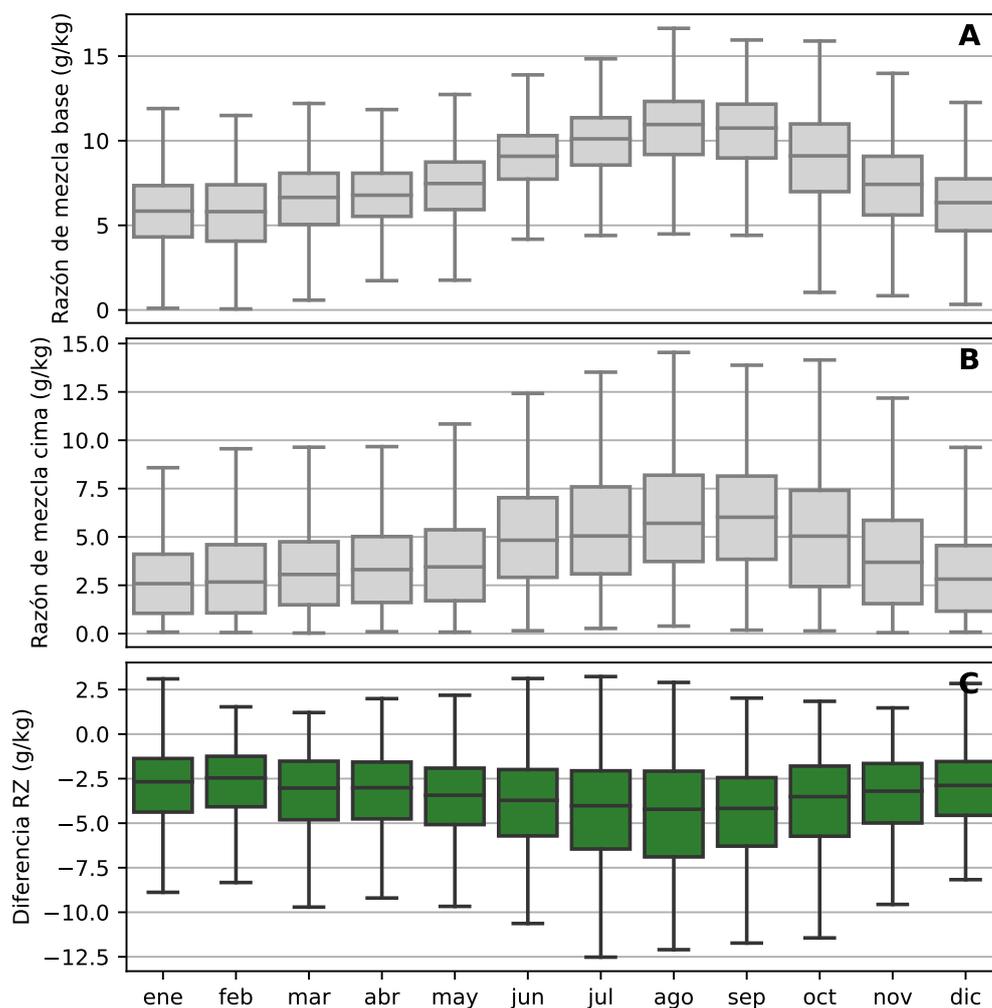


Figura 3.4 Estacionalidad de parámetros asociados a la razón de mezcla

Cuadro 3.4 Mediana (M) y cuartiles (Q1, Q3) de parámetros de razón de mezcla por estaciones

(g/kg)	RZ base			RZ cima			Diferencia RZ		
	M	Q1	Q3	M	Q1	Q3	M	Q1	Q3
Primavera	7.65	6.23	9.23	4.08	1.96	5.87	-3.57	-5.20	-1.80
Verano	10.23	8.90	11.94	5.81	3.46	7.96	-4.42	-6.51	-2.17
Otoño	7.52	5.63	9.40	4.06	1.55	6.03	-3.46	-5.09	-1.66
Invierno	6.02	4.50	7.67	3.02	1.14	4.48	-3.00	-4.43	-1.37

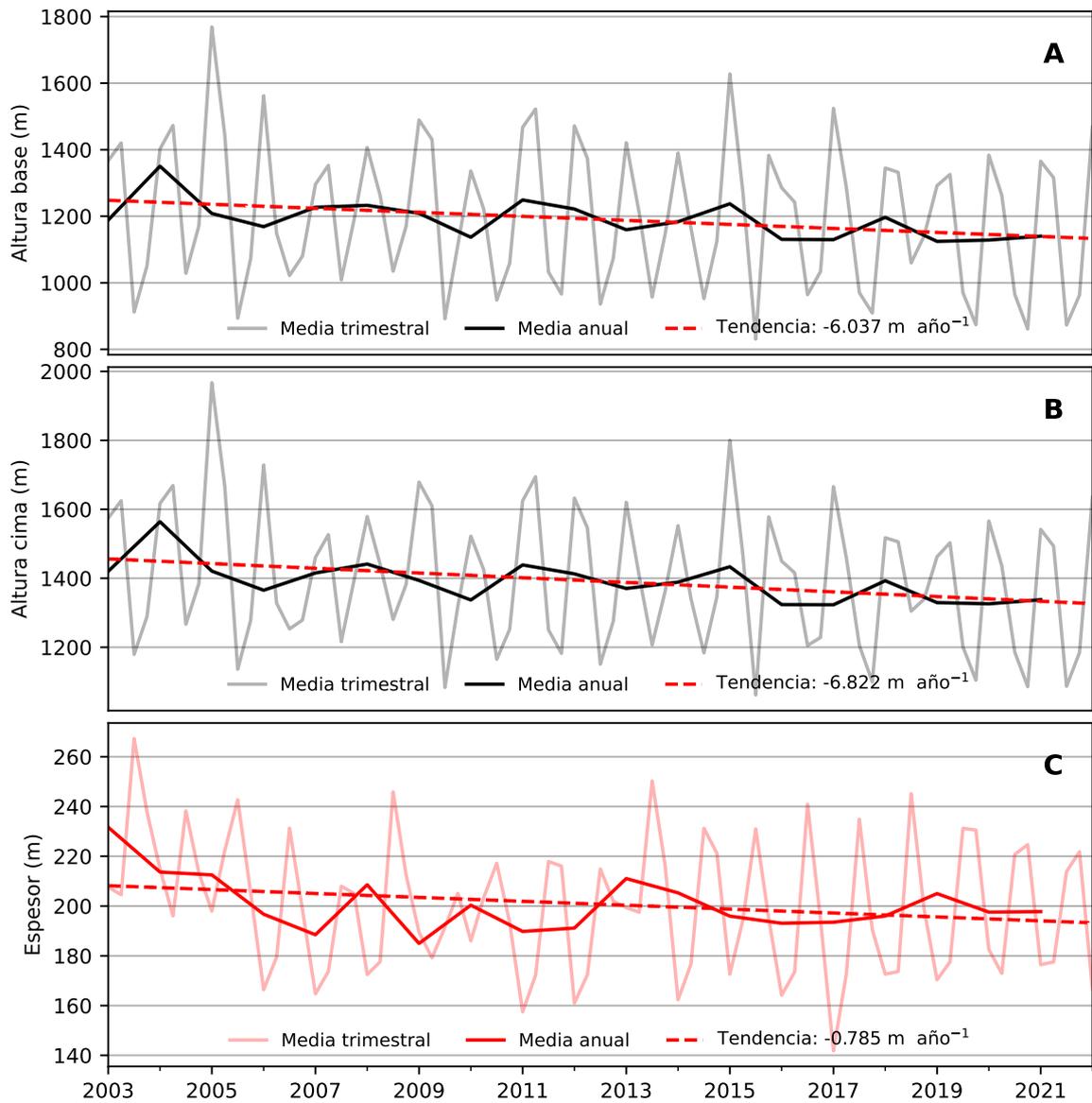


Figura 3.5 Evolución en el periodo 2003-2021 de: (A) Altura de la base, (B) Altura de la cima, (C) Espesor

Cuadro 3.5 Tendencias de los parámetros asociados a la altura

	Tendencia por año	2003-2021	p value	Error relativo
Altura base	-6.0 m	-115 m	10^{-7}	18 %
Altura cima	-6.8 m	-130 m	10^{-9}	16 %
Espesor	-0.79 m	-15 m	10^{-9}	29 %

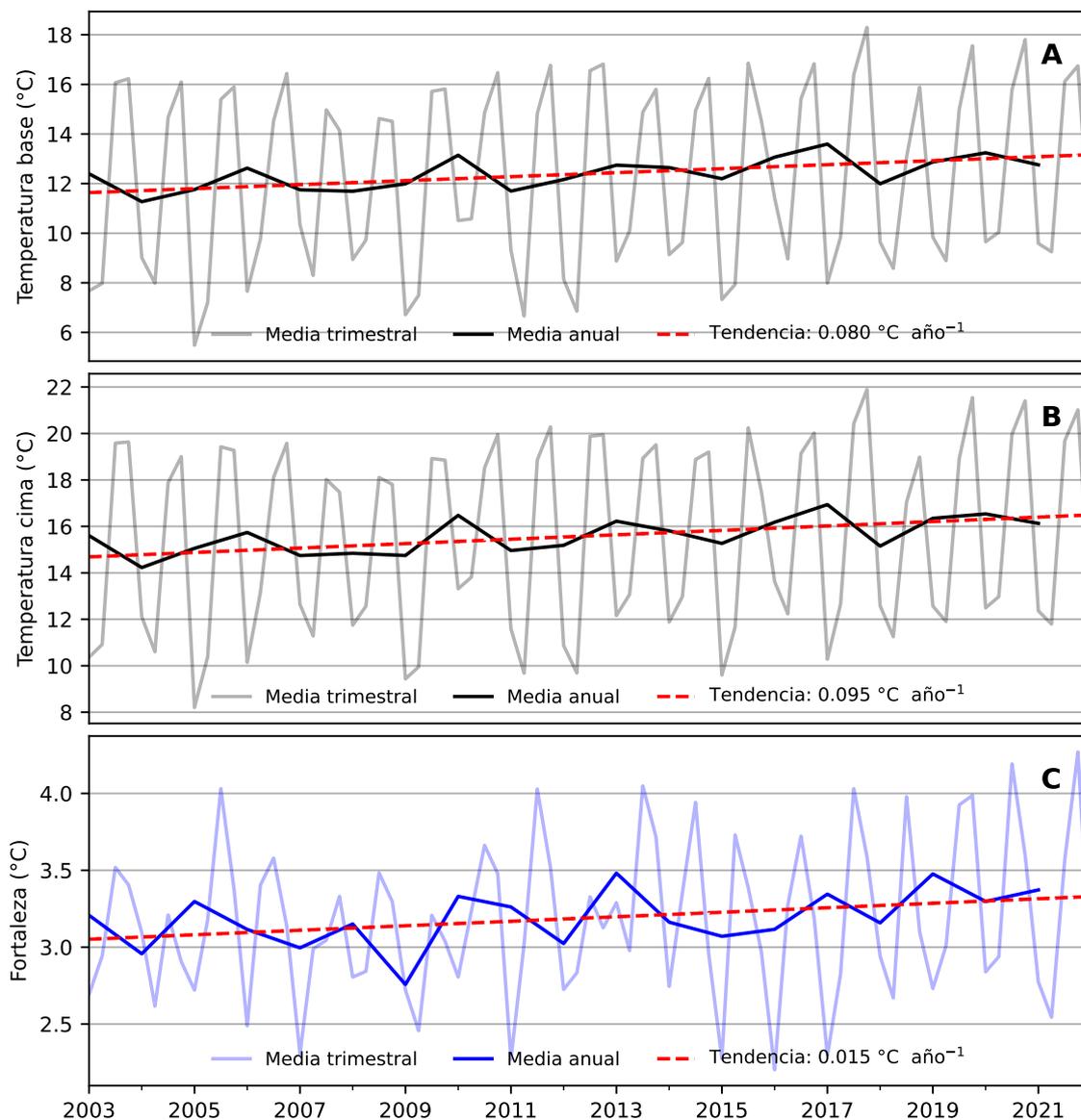


Figura 3.6 Evolución en el periodo 2003-2021 de: (A) Temperatura en la base, (B) Temperatura en la cima, (C) Fortaleza

Cuadro 3.6 Tendencias de los parámetros asociados a la temperatura

	Tendencia por año	2003-2021	p value	Error relativo
Temperatura base	+0.080 °C	+1.5 °C	10^{-12}	13 %
Temperatura cima	+0.095 °C	+1.8 °C	10^{-15}	12 %
Fortaleza	+0.015 °C	+0.3 °C	10^{-4}	25 %

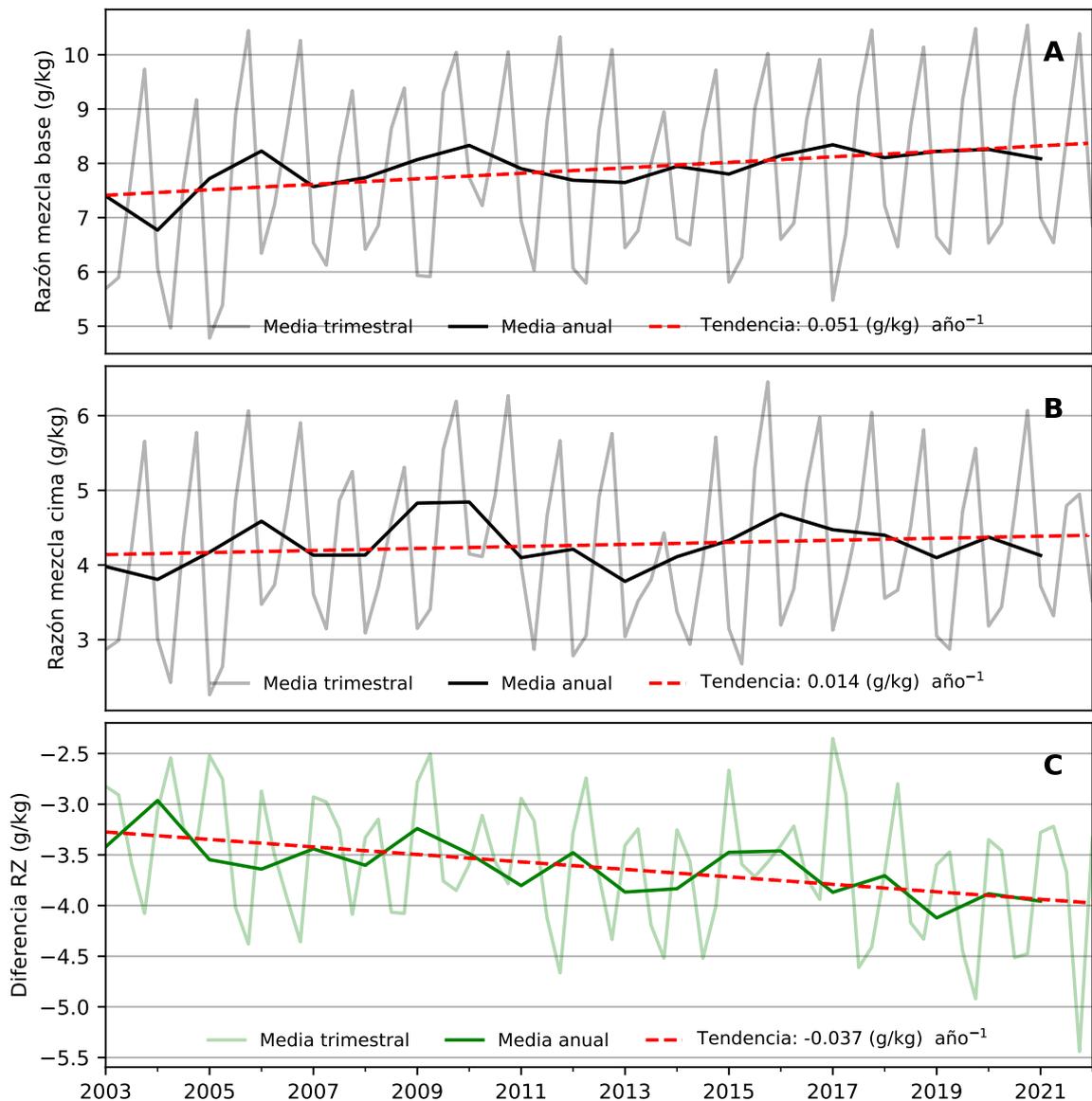


Figura 3.7 Evolución en el periodo 2003-2021 de: (A) RZ en la base, (B) RZ en la cima, (C) Diferencia de RZ cima - base

Cuadro 3.7 Tendencias de los parámetros asociados a la razón de mezcla

	Tendencia por año	2003-2021	p value	Error relativo
RZ base	+0.051 g/kg	+0.96 g/kg	≈0	9 %
RZ cima	+0.014 g/kg	+0.26 g/kg	10 ⁻³	33 %
Diferencia RZ	-0.037 g/kg	-0.70 g/kg	≈0	10 %

3.2.1. Tendencias por estaciones

En los Cuadros 3.8, 3.9 y 3.10 se muestran las tendencias de los parámetros de estudio por año junto al valor de confianza o p value. En este caso sí se tienen tendencias con valores de p values >0.05 que se señalan en rojo.

El hundimiento de la cima y la base es más notable en los meses de otoño, con un ritmo de -10 m/año, superior al medio anual. La evolución de los valores de las cotas no es significativa para los datos de primavera. Las temperaturas de los límites también sufren una evolución más pronunciada en las estaciones de otoño-invierno, +0.01°C/año. La fortaleza no muestra un comportamiento diferenciado ni significativo según estaciones. El aumento de la razón de mezcla en la base no depende aparentemente de la estación, así como los demás parámetros asociados a la razón de mezcla.

Cuadro 3.8 Tendencias de alturas de la inversión por estaciones

	Altura base		Altura cima		Espesor	
	Trend ($\frac{m}{year}$)	p value	Trend ($\frac{m}{year}$)	p value	Trend ($\frac{m}{year}$)	p value
Primavera	-1.8	0.8	-2.3	0.5	-0.53	10 ⁻³
Verano	-5.8	10 ⁻⁴	-6.8	10 ⁻⁵	0.99	0.02
Otoño	-10	10 ⁻⁶	-11.0	10 ⁻⁶	-0.71	10 ⁻⁴
Invierno	-6.5	0.01	-7.6	10 ⁻³	-1.0	10 ⁻⁵

Cuadro 3.9 Tendencias de temperaturas de la inversión por estaciones

	Temperatura base		Temperatura cima		Fortaleza	
	Trend ($\frac{C}{year}$)	p value	Trend ($\frac{C}{year}$)	p value	Trend ($\frac{C}{year}$)	p value
Primavera	+ 0.040	10 ⁻³	+ 0.052	10 ⁻⁴	+0.012	0.05
Verano	+0.060	10 ⁻⁵	+0.075	10 ⁻⁶	+ 0.016	0.3
Otoño	+0.10	10 ⁻⁵	+0.116	10 ⁻⁶	+ 0.015	0.08
Invierno	+0.069	10 ⁻³	+0.083	10 ⁻⁴	+ 0.015	10 ⁻³

Cuadro 3.10 Tendencias de razones de mezcla de la inversión por estaciones

	RZ base		RZ cima		Diferencia RZ	
	Trend ($\frac{g/kg}{year}$)	p value	Trend ($\frac{g/kg}{year}$)	p value	Trend ($\frac{g/kg}{year}$)	p value
Primavera	+0.055	≈0	+0.019	0.02	-0.036	10 ⁻⁶
Verano	+0.039	10 ⁻¹⁰	+0.011	0.2	-0.028	0.01
Otoño	+0.043	10 ⁻⁵	+0.0020	1	-0.041	10 ⁻⁵
Invierno	+0.037	10 ⁻⁷	+0.0031	0.6	-0.034	10 ⁻⁶

Capítulo 4

Conclusiones: implicaciones y líneas futuras

Summary:

This last Chapter concludes the study with a summary of the more relevant results. The difference between these results from other studies and the cloud lifting hypothesis is discussed. Also, the relationship between the base of the inversion with the real top of the stratocumulus cloud layer that sustains the cloud forest on the Canary Islands is briefly explored. Some future works are enunciated such as a larger period record, the study on other locations with the same climatological conditions and the study of the phenomena using other data sources.

4.1. Cloud lifting y la subsidencia

El descenso de 115 metros de la base de la inversión en el periodo 2003 - 2021 es llamativo. Este resultado no se ajusta a la *lifting-cloud base hypothesis* presentada en el Capítulo 1. Sí coincide con las proyecciones de [Sperling et al. \(2004\)](#) quienes plantean una explicación atendiendo a la especial ubicación del archipiélago canario bajo la rama descendente de la célula de Hadley. La *lifting-cloud base hypothesis* parte de la relación entre el aumento de la temperatura de la superficie del mar y la condensación del vapor de agua en nubes. Como ya ha sido estudiado por [Carrillo et al. \(2016\)](#), la temperatura superficial del mar podría no ser el factor más relevante en los parámetros de la inversión.

En cambio, como se comenta a la hora de explicar las variaciones anuales de la altura de la inversión, el fenómeno en la región de estudio está fuertemente modulado por la subsidencia. Los resultados obtenidos podrían explicarse asumiendo un reforzamiento de la subsidencia sobre Canarias. Para confirmarlo sería necesario estudiar la evolución de la velocidad vertical, omega, en este entorno latitudinal. Analizar el impacto de la subsidencia en la altura y reforzamiento de la inversión sobre la región de Canarias podría explicar la diferencia de resultados respecto otros estudios realizados a partir de

datos de otras estaciones, y en periodos temporales distintos, que detectan un ascenso generalizado de la capa límite marítima o MBL (Díaz et al. 2019).

4.2. Mar de nubes y bosques nublados asociados

En el Capítulo 1 se expuso la relación entre la inversión térmica y el manto de estratocúmulos (mar de nubes) que sustenta los bosques nublados de laurisilva de las islas durante estación seca. Trasladar el resultado obtenido en el presente estudio a un descenso de misma magnitud en la cima del manto de nubes no es directo. Para ello hay que entender que el concepto de inversión térmica como barrera vertical se plantea en condiciones de atmósfera libre. La formación de estas nubes en islas con orografía compleja puede depender de muchos otros factores. Una inversión térmica más baja define teóricamente la cima del mar de nubes, pero no determina inequívocamente su altura.

Para observar los efectos del descenso de la inversión en la altura del manto de nubes, pueden seguirse otras vías como el uso, por ejemplo, de datos procedentes de satélites.

4.3. Región subtropical de la Macaronesia

La extensión del estudio a otras regiones sometidas a un régimen similar de subsidencia como son las demás islas de la Macaronesia, y principalmente Madeira, con una dinámica similar a Canarias, también es una línea de trabajo a seguir. Con anterioridad, se ha caracterizado (Carrillo et al. (2016)) la baja troposfera de la región y sus diferencias vinculadas a la latitud. El estudio del fenómeno en esas otras regiones también es de interés por la pervivencia de los bosques de laurisilva que también acogen, como se ha señalado en el Capítulo 1.

4.4. Conclusiones

El estudio aporta unos resultados inéditos entre los que destacan la detección de un descenso de 115 metros de la base de la inversión, el aumento de temperaturas 1.7°C en cima y base y una mayor diferencia entre la humedad de las capas que separa la inversión, en el periodo analizado. La singularidad del resultado frente a los de otros estudios similares, realizados en distintas latitudes, hace relevante y de gran interés continuar con esta línea de investigación basada en las particularidades del enclave latitudinal de Canarias.

Bibliografía

- [1] J. Carrillo, J. Guerra, E. Cuevas, and J. Barrancos. Characterization of the marine boundary layer and the trade-wind inversion over the sub-tropical north atlantic. *Boundary-layer meteorology*, 158(2):311–330, 2016.
- [2] J. P. Diaz, F. Exposito, J. Pérez, A. González, Y. Wang, L. Haimberger, and J. Wang. Long-term trends in marine boundary layer properties over the atlantic ocean. *Journal of Climate*, 32:2991–3004, 05 2019. doi: 10.1175/JCLI-D-18-0219.1.
- [3] P. Dorta Antequera. Las inversiones térmicas en canarias. *Investigaciones Geográficas*, 15, 06 1996. doi: 10.14198/INGEO1996.15.01.
- [4] J. M. Fernández-Palacios et al. Una aproximación a la historia de la laurisilva macaronésica. 2013.
- [5] G. Hadley. Vi. concerning the cause of the general trade-winds. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 39(437):58–62, 1735.
- [6] J. M. S. L. G. F. Juan Carlos Guerra García, M. Teresa Arecibia Pérez. Apuntes de termodinámica de la atmósfera. *Colección de Apuntes de Termodinámica de la Atmósfera*, 2002.
- [7] M. G. Kendall. Rank correlation methods. 1948.
- [8] J. Leggett, W. J. Pepper, R. J. Swart, J. Edmonds, L. Meira Filho, I. Mintzer, and M. Wang. Emissions scenarios for the ipcc: an update. *Climate change*, 1040: 75–95, 1992.
- [9] H. B. Mann. Nonparametric tests against trend. *Econometrica: Journal of the econometric society*, pages 245–259, 1945.
- [10] J. Martín Esquivel, J. Bethencourt, and E. Cuevas. Assessment of global warming on the island of tenerife, canary islands (spain). trends in minimum, maximum and mean temperatures since 1944. *Climatic Change*, 114, 09 2012. doi: 10.1007/s10584-012-0407-7.
- [11] J. A. Pounds, M. P. L. Fogden, and J. H. Campbell. Biological response to climate change on a tropical mountain. *Nature*, 398:611–615, 1999.
- [12] R. R. Rogers. *Física de las Nubes*. Reverte, 2003.
- [13] W. H. Schubert, P. E. Ciesielski, C. Lu, and R. H. Johnson. Dynamical adjustment of the trade wind inversion layer. *Journal of Atmospheric Sciences*, 52(16):2941 – 2952, 1995. doi: 10.1175/1520-0469(1995)052<2941:DAOTTW>2.0.CO;2.

-
- [14] F. Sperling, R. Washington, and R. Whittaker. Future climate change of the subtropical north atlantic: Implications for the cloud forests of tenerife. *Climatic Change*, 65:103-123, 07 2004. doi: 10.1023/B:CLIM.0000037488.33377.bf.
- [15] C. Still, P. Foster, and S. Schneider. Simulating the effects of climate change on tropical montane cloud forests. *Nature*, 398, 04 1999. doi: 10.1038/19293.
- [16] R. B. Stull. Practical meteorology: an algebra-based survey of atmospheric science. 2015.
- [17] I. S. M. N. S. d. p. Tullot. *El clima atmosférico en las isla Canarias. Serie A (Memorias) / Servicio Meteorológico Nacional. Servicio Meteorológico Nacional, Sección de predicción, 1956.*