

Alumna: *Varinia Katharina Nols Suárez*

TRABAJO FIN DE GRADO

Cálculo y análisis de la inversión térmica y el espesor de la capa de aire comprendida entre 500 y 1000 hPa en Canarias para los últimos 30 años.

-Departamento de Física

Tutores:

-Fco. J. Expósito González

-Juan P. Díaz González

Fac. de física, ULL, Septiembre 2014

INDICE

<i>1. Revisión general del tema del trabajo.....</i>	<i>3</i>
<i>1.1 Estructura de la atmósfera.....</i>	<i>3</i>
<i>1.2 Sistemas de observación meteorológicos y climatológicos.....</i>	<i>5</i>
<i>1.3 Diagramas termodinámicos.....</i>	<i>6</i>
<i>1.4 Climatología de Canarias.....</i>	<i>7</i>
<i>1.5 Inversiones térmicas y estudio breve de la atmósfera y los parámetros meteorológicos..</i>	<i>9</i>
<i>1.6 Termodinámica.....</i>	<i>14</i>
<i>2. Objetivo y metodología utilizada en el desarrollo y ejecución del trabajo.....</i>	<i>17</i>
<i>3. Resultados obtenidos y discusión.....</i>	<i>20</i>
<i>4. Conclusiones/ Conclusions.....</i>	<i>31</i>
<i>Resumen</i>	<i>35</i>
<i>Summary.....</i>	<i>36</i>
<i>Abstract part 1.....</i>	<i>37</i>
<i>Abstract part 2.....</i>	<i>38</i>
<i>Bibliografía.....</i>	<i>39</i>

1.- Revisión general del tema del trabajo

1.1- Estructura de la atmósfera

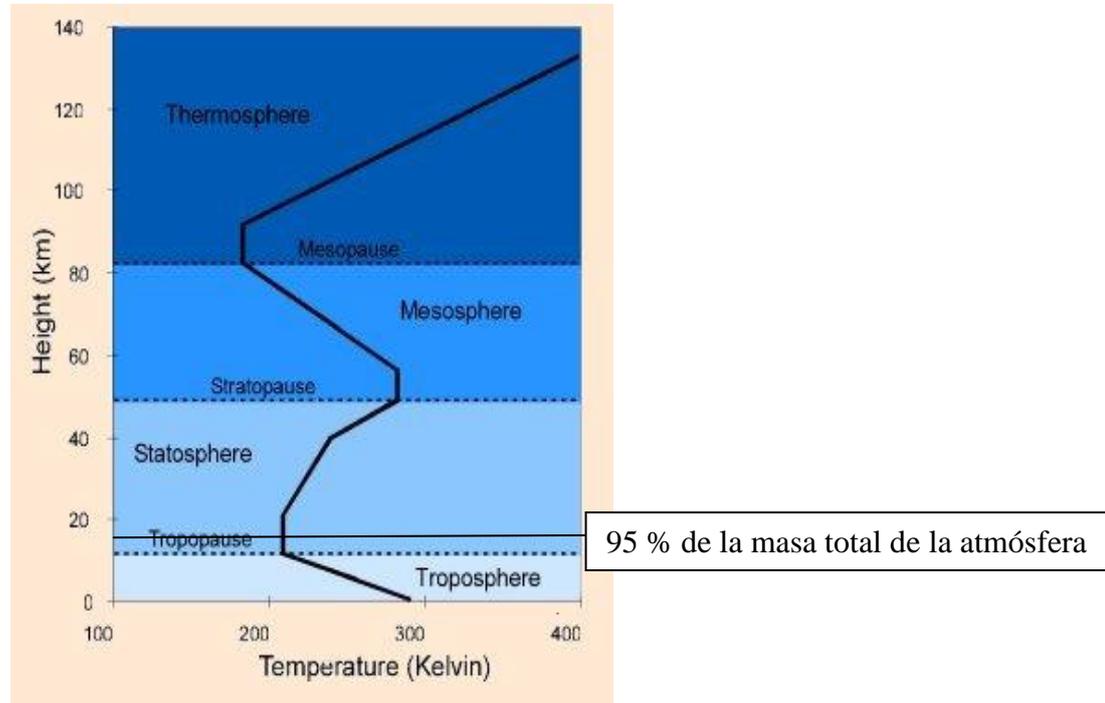


Figura 1. Perfil vertical de temperatura y estructura de la atmósfera.
Geociencias.

La atmósfera es una envoltura gaseosa que envuelve a la Tierra. Su composición es 78% nitrógeno, 21% oxígeno y 1% de otros elementos como Ar, Kr, He, Ne. A pesar de que dos terceras partes del planeta están cubiertas por agua, el vapor de agua en la atmósfera sólo representa el 4%.

La atmósfera es diatérmica, es decir, no se calienta directamente por la radiación solar, sino de manera indirecta a través de la emisión de radiación infrarroja por parte del suelo y de la superficie de mares y océanos.

Se compone de varias capas o estratos separados por estrechas zonas de transición. Cada capa tiene una composición diferente así como una altura superior y un gradiente térmico y temperatura diferentes. Aún no se ha determinado el límite superior de la atmósfera, pero algunos autores toman los 10000 metros como el límite, ya que a esa altura la concentración de gases es tan baja que se asemeja a la del espacio exterior. Más del 95% de la masa de la atmósfera se concentra en los primeros 15 km desde la superficie terrestre (Figura 1). Los gases que conforman la atmósfera tienen pesos distintos. Hasta una altitud de unos 100 km la composición del aire no presenta variaciones notables. Esto se debe a procesos de mezcla a gran escala que permiten el intercambio de los gases, al mismo tiempo que impiden que los gases se depositen de acuerdo con su peso. La atmósfera aumenta o disminuye su volumen por la acción de la temperatura. Esto da lugar a

cambios de presión, consecuentemente la atmósfera se expande y se contrae.

Los cambios de temperatura son más acusados en tierra firme que sobre el mar, debido al alto poder calorífica de ésta última. Es decir, el mar es una sustancia capaz de absorber y ceder grandes cantidades de energía en forma de calor sin variar apreciablemente su temperatura.

La capacidad calorífica se define como:

$$c = \frac{\delta Q}{dT} \quad (1.1)$$

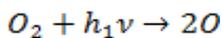
Donde δQ expresa representa el intercambio energético en forma de calor y dT representa el cambio de temperatura experimentado.

El espesor de las capas gaseosas es menor en los polos que en las regiones tropicales o ecuatoriales, debido a que allí la atmósfera es más fría y por tanto las capas se contraen al enfriarse.

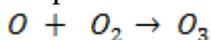
La primera capa que nos encontramos desde la superficie de la Tierra es la troposfera. En ella tiene lugar los fenómenos meteorológicos (nubosidad, lluvias, vientos, formación de borrascas, anticiclones, frentes,...). Se extiende hasta unos 14 km en el ecuador y se reduce hasta unos 8 km en las regiones polares. El gradiente térmico estándar en esta capa es de $-6,5 \text{ }^\circ\text{C/km}$.

La tropopausa es una región de transición entre la troposfera y la estratosfera.

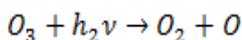
La estratosfera se extiende hasta los 50 km y en ella el gradiente térmico es positivo, es decir, la temperatura aumenta en función de la altura. Sin embargo, como se observa en la figura 1, el perfil térmico se mantiene constante en los primeros kilómetros. La presencia de ozono en esta capa filtra el 99 % de los rayos ultravioletas que provocan el ascenso térmico. El ozono se produce en el ecuador a 40 km de altura, por la acción de las radiaciones UV que fotodisocian las moléculas de oxígeno dejando átomos de oxígeno libres. Este oxígeno atómico reacciona con oxígeno molecular para formar ozono.



Ruptura del oxígeno molecular. Se produce en la ionosfera. Radiación UV $< 242 \text{ nm}$.



Formación de una molécula de ozono.



Ruptura del ozono. Se produce en la estratosfera. Radiación UV $< 310 \text{ nm}$.

**En esta gaseoso.*

El efecto invernadero es un fenómeno natural que provoca un ascenso térmico del ambiente. Cierta cantidad de la energía solar que penetra la atmósfera alcanza el suelo y es absorbida por la superficie terrestre. Sin embargo, parte es reflejada por ella, y ciertos componentes atmosféricos como el vapor de agua y el dióxido de carbono, absorben la energía de onda larga reflejada provocando cambios roto-traslacionales en los enlaces de las moléculas y generando así energía térmica. La radiación solar abarca en el espectro electromagnético desde los 150 nm (radiación UV) hasta los 4000 nm (radiación IR). El espectro visible comprende el intervalo espectral desde los 400 nm hasta los 700 nm. La atmósfera de la Tierra es opaca a longitudes de onda inferiores a 290 nm porque el oxígeno molecular y el nitrógeno en la termosfera, y el ozono en la estratosfera, la absorben. Por tanto, cuando los rayos llegan a la troposfera, los rayos más perjudiciales para los seres vivos (UV) han desaparecido. La radiación solar es la principal causa de los fenómenos

meteorológicos, así como el desarrollo de la vida. Sin ella no sería posible la evaporación del agua de los mares y océanos, ni el calentamiento de la tierra y consecuentemente, la circulación general de los vientos.

La rotación de la Tierra resulta decisiva para la evolución de las corrientes dentro de los desplazamientos de aire a gran escala. Las corrientes de aire derivadas de la distribución de la presión atmosférica sólo pueden explicarse teniendo en cuenta la fuerza de Coriolis.

1.2.- Sistemas de observación meteorológicos.

El clima del océano Atlántico y sus tierras adyacentes está influido por las temperaturas de las aguas superficiales y las corrientes oceánicas, además de los vientos.

Los océanos son la fuente más importante de humedad ambiental. La latitud determina la climatología de un lugar, entre otros factores. Las regiones más cálidas se extienden a través del Atlántico y al norte del ecuador. Las zonas más frías se encuentran en las latitudes altas, correspondientes a áreas cubiertas de hielo marino.

Las corrientes oceánicas regulan el clima transportando aguas cálidas y frías de unas regiones a otras. Las tierras adyacentes están afectadas por los vientos que soplan sobre estas corrientes enfriándose o calentándose. La corriente del Golfo, por ejemplo, calienta la atmósfera de las Islas Británicas y el noroeste de Europa, y las corrientes de agua fría provocan la niebla persistente en la costa noreste de Canadá y la zona noroeste de África.

Existen alrededor de 1.300 estaciones de radiosondeos que realizan medidas de la presión, viento, temperatura y humedad relativa entre el suelo y alturas que alcanzan casi los 30 km. La figura 2 muestra la distribución global de las estaciones de radiosondeos.

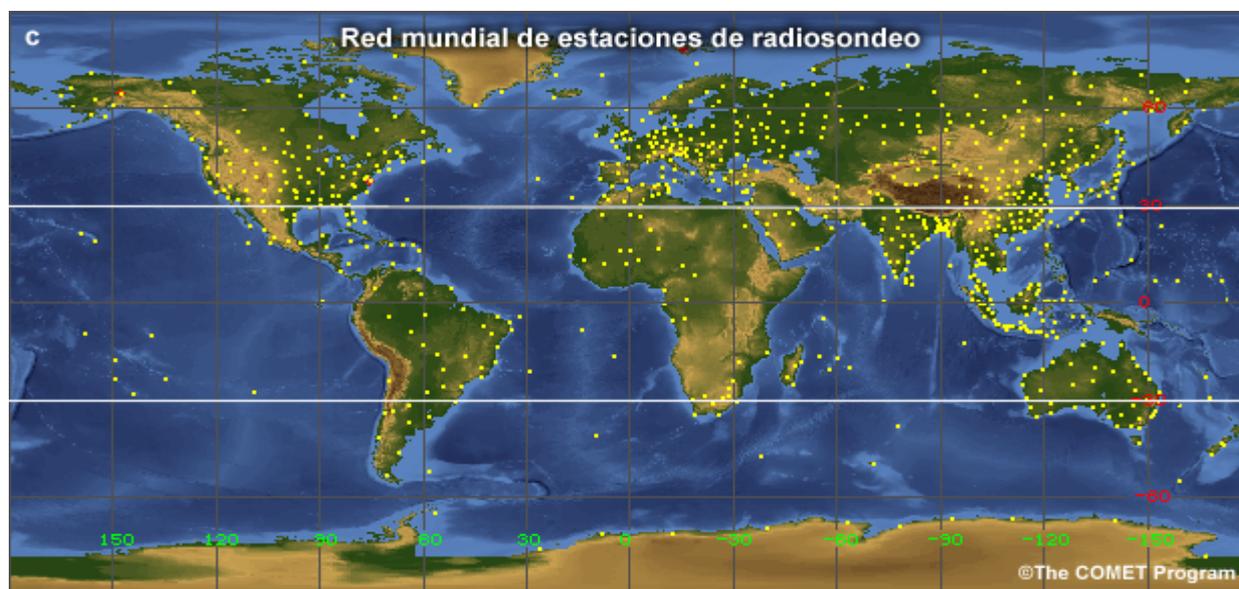


Figura 2. Red mundial de estaciones de radiosondeo.
The COMET Program.

Sobre el océano, además de la información que proporcionan los satélites, hay un sistema compuesto por barcos, boyas y plataformas estacionarias. Hay alrededor de 4.000 buques que, además de las variables atmosféricas, registran la temperatura de la superficie del mar.

Una cuarta parte proporciona información diariamente.

Hay alrededor de 1.200 boyas que dan unas 27.000 observaciones diarias de la temperatura superficial del agua (SST, sea surface temperature). Finalmente, alrededor de 3.000 aviones suministran información de presión, viento y temperatura durante el vuelo, complementando los datos de radiosondeos con unos 300.000 informes diarios.

Las mediciones efectuadas con la ayuda de una radiosonda son relativas a un lugar y a un intervalo de tiempo concreto. Para que dichos datos sean realmente útiles, los sondeos realizados en todo el mundo deben estar sincronizados. Estos sondeos suelen llevarse a cabo a las 00.00 h y 12.00 h GMT.

La distribución de los centros de radiosondeos no están reguladas sobre la superficie del planeta y los países desarrollados del hemisferio norte están mejor cubiertos (82%) que los desiertos y los océanos del hemisferio sur (18%). La mayoría de estos sondeos son realizados por estaciones fijas y una treintena lo son desde buques, tanto mercantes como líneas regulares.

Podemos definir un radiosondeo como una exploración vertical de la atmósfera mediante radiosondas. Dicho en otras palabras, se basa en lanzar una sonda que es impulsada por un globo. Para el ascenso se utilizan globos de látex rellenos de helio de aproximadamente 1.2 metros de diámetro. El globo al ascender e ir alcanzando presiones más bajas termina por explotar. A través de una antena de radiofrecuencia y un receptor GPS se reciben los datos de la sonda en los equipos electrónicos del radiosondeo, para luego ser almacenados y puestos a disposición de los usuarios. El radiosondeo constituye una referencia muy importante para el conocimiento de la estructura vertical de la atmósfera.

1.3.- Diagramas termodinámicos.

El diagrama oblicuo $T - \log p$ se utiliza para representar perfiles verticales de la atmósfera de forma gráfica. En el eje de ordenadas se representa la presión en escala logarítmica, descendiendo con la altura, y en el eje de abscisas se representa la temperatura. Las isotermas, líneas de temperatura constante, están inclinadas por el efecto de la escala logarítmica de presión. De ahí la denominación de diagrama oblicuo.

Las líneas verdes son las adiabáticas secas. Estas líneas indican la razón de cambio de temperatura para una burbuja de aire seco que asciende o desciende adiabáticamente. Las líneas azules representan las adiabáticas saturadas. Representan la razón de cambio de temperatura para una burbuja de aire saturado ascendente. Las líneas moradas representan las razones de mezcla de saturación, valores constantes de *capacidad de contener vapor de agua*. Se trata de la cantidad de gramos de agua necesaria para saturar un kilogramo de aire seco a una temperatura y presión dadas. En la figura 3, se ven dos perfiles de temperaturas. La de la derecha representa el perfil de temperatura ambiente y la de la izquierda el perfil de temperatura de punto de rocío, que es la temperatura a la cual una burbuja de aire a presión constante se satura, esto es, alcanza un valor de humedad relativa del 100% sin la adición de vapor de agua. Es la responsable de la formación del rocío en la superficie.

Por último, la figura también nos muestra la columna del perfil del viento.

Diagrama oblicuo T - log p con leyenda, dos sondeos y cantidades calculadas

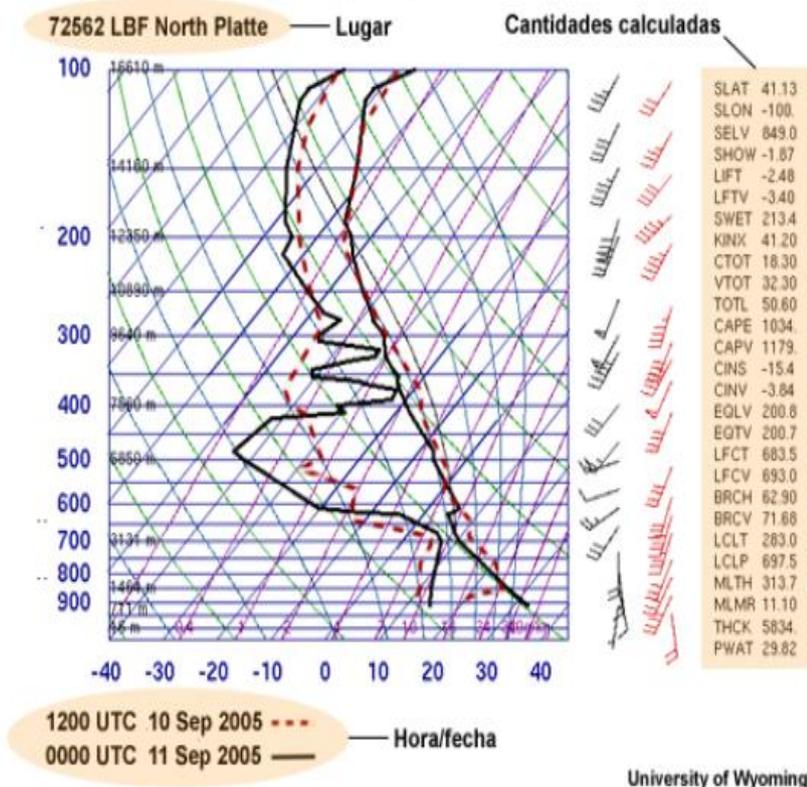


Figura 3. Diagrama oblicuo y perfiles de temperatura.
University of Wyoming.

1.4.- Climatología de Canarias

Canarias se sitúa entre los 28° y 29° norte del Ecuador, y por tanto, próxima al trópico de Cáncer. Por su localización geográfica en las Islas debería predominar un clima seco y cálido. Pero lo que salva al Archipiélago de altas temperaturas y clima seco es, por un lado la circulación de los vientos y por otro lado el mar Atlántico. El mar es un foco calorífico, es decir, es un cuerpo con una capacidad calorífica tan grande que puede suministrar o absorber cantidades finitas de calor sin que sufra un cambio apreciable de temperatura.

$$C = \frac{\delta Q}{dT}$$

Este hecho ocasiona que por el día se generen corrientes ascendentes sobre tierra ya que está a mayor temperatura que el aire situado sobre el mar y crea una región de bajas presiones. El hueco vacío es rellenado por aire situado sobre el mar. Por la noche se invierte el movimiento, ya que la tierra al igual que absorbe rápidamente calor, también lo cede y por tanto experimenta una menor temperatura. De esta forma el aire desciende creando una región de altas presiones en superficie y divergiendo hacia el mar.

Las islas Canarias están influenciadas por el anticiclón de las Azores. Está situado en la parte Occidental de la Península. Es un centro de altas presiones. Se desplaza hacia el Norte en verano y al Sur en invierno. Es un anticiclón subtropical atlántico.

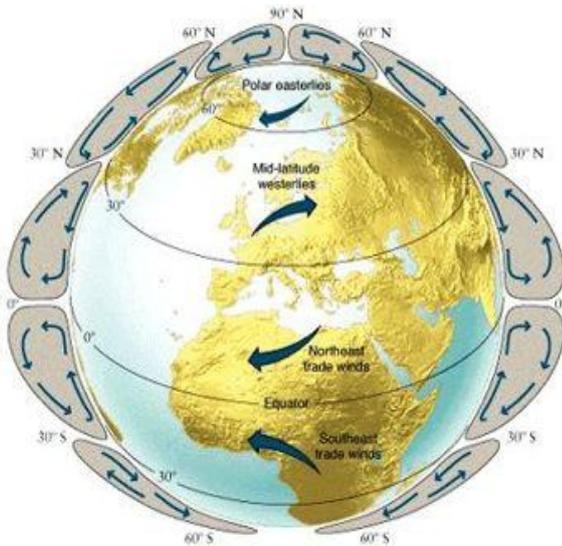


Figura 4. Circulación de los vientos,1.

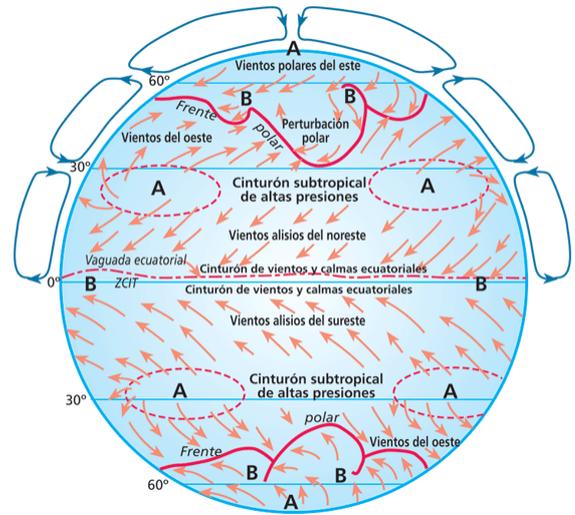


Figura 5. Circulación de los vientos,2.

En una zona de bajas presiones en altura, el aire desciende hacia una región de altas presiones en superficie (Figura 9). Los vientos apartan el aire de las capas más bajas del anticiclón y el espacio que dejan lo ocupa aire nuevo procedente de las capas altas de la atmósfera. El movimiento descendente del aire incrementa la temperatura y reduce la humedad relativa del aire, lo cual va asociado a la disipación de la nubosidad. El Sol luce con fuerza y causa la formación de cúmulos pasajeros.

Los vientos alisios son vientos constantes que soplan desde el cinturón subtropical de los dos hemisferios (altas presiones) a las regiones ecuatoriales (bajas presiones) (Figura 5). En el caso concreto de Canarias, estos vientos tienen su origen en la zona de altas presiones situada al norte, en torno al paralelo 30°, correspondiente al anticiclón de las Azores (Figura 4).

Por un lado se tienen los vientos alisios inferiores, frescos y húmedos, procedentes del norte y noreste, que actúan entre el nivel del mar y los 1.500 metros de altitud. La zona ecuatorial se denomina zona de convergencia intertropical debido a que allí convergen en superficie las masas de aire y es donde se produce la circulación del viento a escala global. En el ecuador, la radiación solar incidente es máxima y actúa evaporando el agua. Se producen corrientes verticales ascendente cargadas de humedad. El espacio que queda vacío se ocupa con aire frío procedente de ambos trópicos y se repite el proceso de evaporación y calentamiento de las masas de aire. De esta forma se origina una zona de bajas presiones a nivel del mar en el ecuador. Una vez el aire asciende, se mueve hacia las regiones que fueron desocupadas por las masas de aire frío; por tanto, se produce una corriente vertical descendente y da lugar a una región de altas presiones. Los anticiclones (altas presiones) no son estáticos, sino que se mueven sobre la Tierra por la acción de la fuerza de Coriolis. Este hecho da lugar a los vientos alisios superiores, cálidos y secos, que soplan por encima de los 1.500 metros y que son fruto de la circulación general del oeste en altura. En el hemisferio norte las masas de aire se desvían a la derecha y en el hemisferio sur lo hacen a la izquierda debido a la rotación de la Tierra.

El Archipiélago se encuentra, a su vez, sometido a los efectos de una circulación oceánica fría. La corriente oceánica de El Golfo (procedente de América Central) desciende en latitud paralela a las costas de Portugal y Marruecos. La desviación hacia la derecha de esta corriente también se debe a la acción de la fuerza de Coriolis. Las aguas de esta corriente marina son más frías que las que le correspondería por su latitud, en parte porque los vientos alisios retiran hacia el oeste el agua más superficial, y con ello facilita el ascenso de aguas más profundas y más frías. Este fenómeno se denomina afloramiento de las masas de agua más profundas y densas.

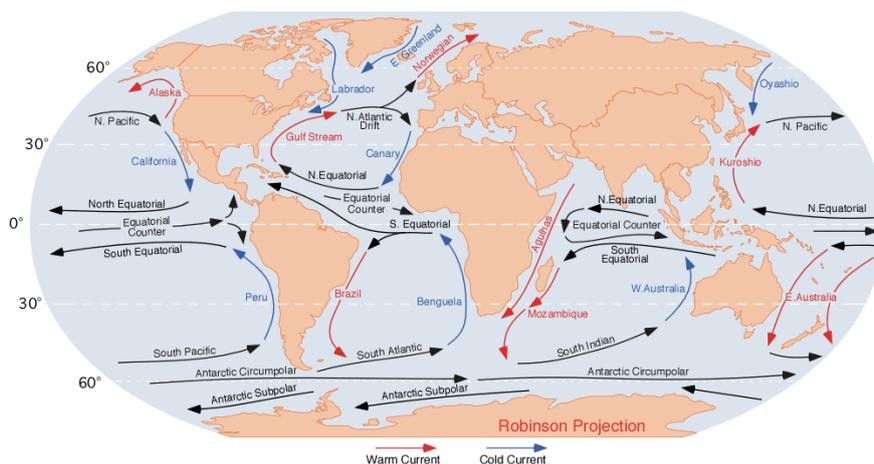


Figura 6. Corrientes oceánicas mundiales.
Wikipedia, *Corrientes de las Islas Canarias*.

1.5.- Inversiones térmicas y estudio breve de la atmósfera y los parámetros meteorológicos.

En una atmósfera normal, el gradiente térmico es de unos -6.5 grados por cada kilómetro de ascenso en la zona más próxima a la superficie terrestre, esto es, la troposfera. Es en esta capa donde se producen los fenómenos meteorológicos más notorios. Contiene el 80% de toda la masa de gases de la atmósfera y el 99% del vapor de agua.

Los factores reguladores de la temperatura en la superficie terrestre son la latitud, pues determina la radiación solar incidente en el límite superior de la atmósfera a lo largo de las distintas épocas del año; Por otro lado, la transparencia atmosférica al condicionar tanto las pérdidas de energía por absorción y reflexión difusa como las retenciones atmosféricas de la radiación infrarroja emitida por la Tierra. La topografía de una región condiciona las condiciones atmosféricas de un lugar. Claro ejemplo es el efecto Föhn*.

*El viento **föhn** o **föhn** (nombre alemán tomado de un característico viento del norte de los Alpes) se produce en relieves montañosos cuando una masa de aire cálido y húmedo es forzada a ascender para salvar ese obstáculo. Esto hace que el vapor de agua se enfríe y sufra un proceso de condensación o sublimación inversa precipitándose en las laderas de barlovento donde se forman nubes y lluvias orográficas. Cuando esto ocurre existe un fuerte contraste climático entre dichas laderas, con una gran humedad y lluvias en las de barlovento, y las de sotavento en las que el tiempo está despejado y la temperatura aumenta por el proceso de compresión adiabática. Este proceso está motivado porque el aire ya seco y cálido desciende rápidamente por la ladera, calentándose a medida que aumenta la presión al descender y con una humedad sumamente escasa. El efecto föhn es el proceso descrito en las laderas de sotavento y resulta ser un viento "secante" y muy caliente. El vapor de agua presente en la atmósfera favorece que haya un balance térmico. El vapor de agua, al condensarse libera grandes cantidades de energía que condicionan la circulación general atmosférica.

En concordancia general con las temperaturas, la evaporación es escasa en las regiones polares y aumenta hacia las zonas templadas e intertropicales. El contenido de vapor de agua de una masa de aire está relacionado con su temperatura. De hecho, para cada valor térmico existe una cantidad máxima de vapor de agua, de manera que cuando se alcanza ese umbral se dice que el aire está saturado. De aquí se deduce una consecuencia climática, y es el hecho de que en las regiones cálidas tengan lugar frecuentes precipitaciones debido a que el aire puede contener grandes cantidades de humedad absoluta.

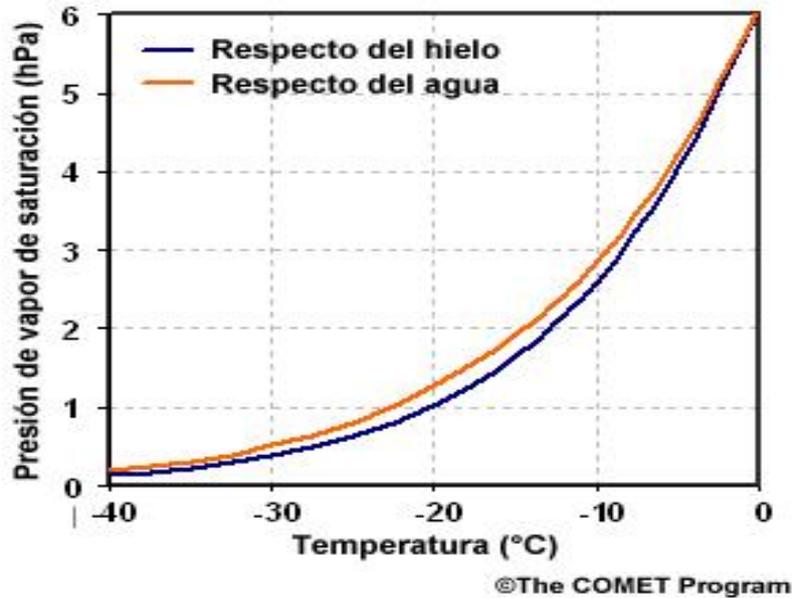


Figura 7. Presión de vapor de saturación frente a la temperatura para una burbuja de aire. *The COMET Program.*

La humedad relativa se calcula de forma empírica como una relación entre la cantidad de vapor de agua existente en la atmósfera y la que podría contener a la temperatura dada, que expresada en porcentaje sería:

$$HR = \frac{e_p}{e_s(T)} \quad (1.2)$$

e_p = presión parcial del vapor de agua

e_s = presión de saturación del vapor

El aire frío pesa más que el aire caliente. La ecuación de los gases ideales

$$PV = nRT \quad (1.3)$$

nos relaciona las tres variables termodinámicas presión, temperatura y volumen. Podemos escribirla en función de la densidad del gas, para así entender por qué pesa más el aire frío.

$$P \frac{V}{m} = \frac{n}{m} RT \rightarrow P \alpha = \frac{1}{P_m} RT \rightarrow P = \frac{1}{\alpha} R'T \rightarrow P = \rho R'T \quad (1.4)$$

$$P_{m(\text{aire húmedo})} = 18 \text{ kg/kmol}$$

$$P_{m(\text{aire seco})} = 28,8 \text{ kg/kmol}$$

El aire caliente se eleva desde la superficie hacia la atmósfera, enfriándose en su recorrido.

Supongamos un volumen que experimenta un proceso termodinámico isobárico. Según (1.4), si disminuimos la temperatura tendrá que aumentar la densidad para mantener la presión constante. Y al contrario, si aumentamos la temperatura la burbuja será menos densa.

El gradiente térmico vertical se define como la variación decreciente de la temperatura en función de la altura. Este comportamiento se debe a la radiación solar, que calienta la superficie terrestre y luego transfiere la energía a la atmósfera de forma que el aire más próximo al suelo está más caliente. El gradiente térmico se refiere a las variaciones de temperatura observadas en cualquier momento a lo largo de la vertical en la atmósfera supuesta en reposo, estática. Por tanto, puede presentar formas muy variadas según las condiciones de temperatura reinantes. Los cambios térmicos debidos exclusivamente a la variación de la presión que actúa sobre un gas, y realizados sin intercambio de calor con el gas circundante, se denominan adiabáticos.

La radiación solar es clave en los fenómenos meteorológicos, ya que es un proceso físico que transporta energía en forma de ondas electromagnéticas. Por el efecto de reflexión de la radiación solar sobre la superficie del mar y superficie terrestre el aire de las capas bajas de la atmósfera, (entre el nivel del mar y los 500 metros aproximadamente, en función de la estación, intensidad de radiación, fenómenos meteorológicos,...) está a mayor temperatura que el de las superiores. Al igual que cualquier otro cuerpo dentro del campo gravitatorio, el aire pesa. Por tanto, el aire más caliente (menos denso) tiende a ascender, permitiendo una continua circulación atmosférica en sentido vertical que renueva el aire de las diferentes capas.

Contrario al flujo normal se tiene el fenómeno de la inversión térmica. La inversión térmica es un fenómeno meteorológico. Consiste en un aumento de la temperatura en función de la altura, contrario al flujo normal del aire desde las capas más bajas de la atmósfera a las más altas.

En noches despejadas el suelo pierde calor por radiación rápidamente, y a su vez enfría el aire que entra en contacto con él haciéndolo más frío que el que está en las capas superiores cercanas a él. Se genera así una capa de aire caliente que queda atrapada entre dos capas de aire frío. El aire frío colindante al suelo no puede ascender, impidiendo así la circulación vertical del flujo de aire. Se representa un esquema en la figura 8. Este tipo de inversión se denomina *inversión térmica por radiación*.

Sin embargo, otro mecanismo para generar dichas inversiones se da cuando una masa de aire seca y cálida desciende hacia niveles inferiores y se encuentra con una masa de aire húmeda y fría en las capas inferiores de la atmósfera. A este fenómeno se le denomina *inversión térmica por subsidencia*.

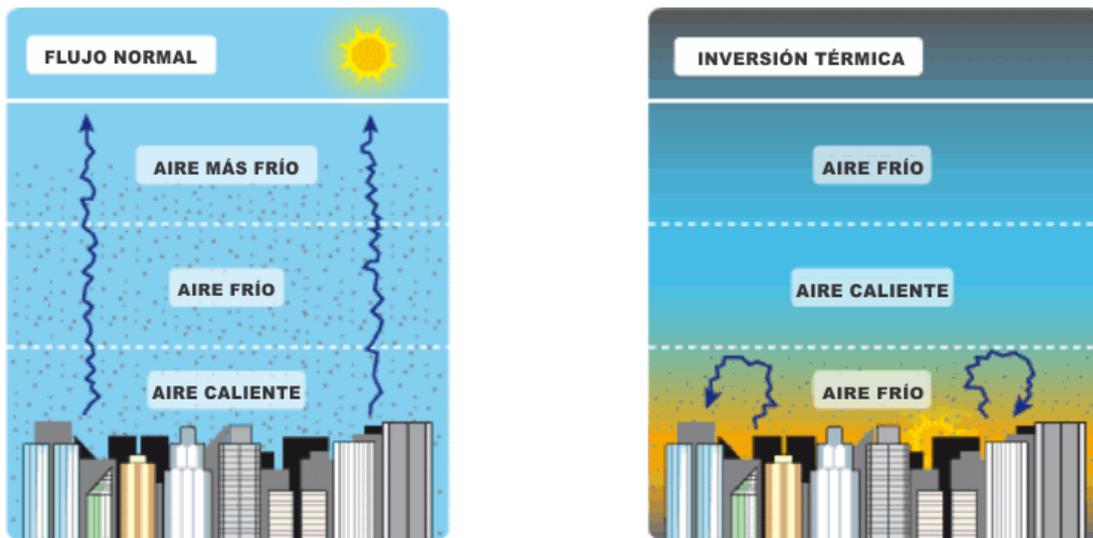


Figura 8. Circulación normal del aire e inversión térmica. *Meteoaspones*.

Como ya hemos mencionado, el anticiclón produce una divergencia de los vientos en superficie debido a su movimiento descendente (Figura 9). Las masas de aire convergen en altura y descienden provocando una zona de altas presiones en superficie. La inversión térmica se forma por la subsidencia de una masa de aire. El aire al descender se calienta por compresión adiabática, y si sobrepasa la temperatura del aire inmediatamente bajo ella, se forma una capa de inversión térmica (inversión térmica de subsidencia). La reputación de las altas presiones como situaciones de buen tiempo se debe a que el aire que fluye hacia abajo y luego diverge en superficie desvanecen las nubes

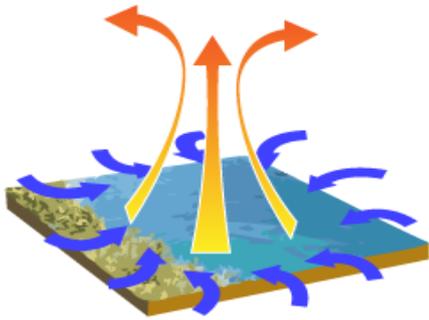
Estos fenómenos tienen mayor relevancia en otoño e invierno y en regiones anticiclónicas, esto es, en presencia de estabilidad atmosférica y suelen darse en la troposfera media y baja. Se presenta sobre todo en las montañas frías sobre los valles de escasa circulación de aire. El aire subsidente se calienta debido a que sufre una compresión adiabática (sin ganancia ni aporte de calor). Cuando una masa de aire se hunde se produce una compresión y un aumento de la temperatura del aire. En algunos casos, la subsidencia se produce hasta un nivel determinado y entonces el aire diverge horizontalmente. Se observa así una inversión en la zona que separa las capas superiores, con aire seco que se hunde, recalentado, y las inferiores, en las cuales prácticamente no hay movimiento vertical y el aire es más frío y húmedo.

En el caso de Canarias se tiene por un lado aire seco en altura originado por la circulación general del oeste, y aire frío y húmedo en superficie debido al efecto de los vientos alisios que soplan, por lo general del noreste debido a la rotación de la Tierra y al efecto del mar. Como ya se ha mencionado, los mares y océanos tienen un alto poder calorífico, y son capaces de absorber y ceder grandes cantidades de calor sin variar a penas sus temperaturas. Por otro lado, la corriente de Canarias proviene de latitudes altas, por lo que las masas de agua son frías.

Cuando ambas masas de aire entran en contacto se produce una zona de transición.

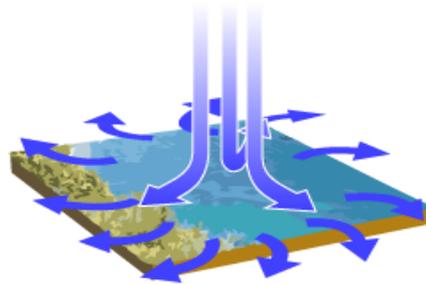
Si la temperatura de la masa de aire que desciende supera la temperatura del aire en superficie, ésta queda bloqueada y se entorpecen los movimientos ascendentes.

La presencia de inversiones térmicas favorece las condiciones de estabilidad e impide los movimientos verticales.



Borrasca

Masa de aire cálido que asciende. Su "vacío" es rellenado por el aire que lo rodea.



Anticiclón

Masa de aire frío que desciende

Figura 9. Esquema de la circulación de los vientos en una borrasca y un anticiclón.

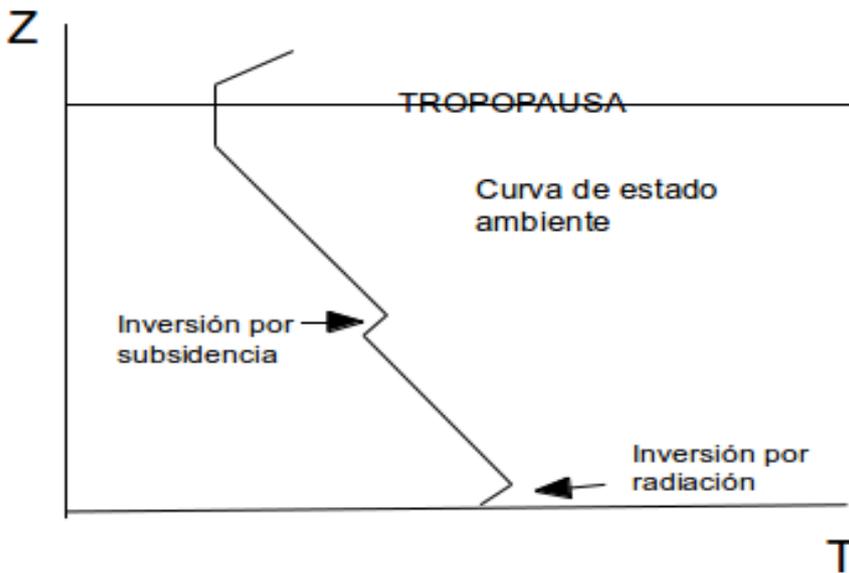


Figura 10. Inversión térmica por subsidencia en altura e inversión térmica por radiación en superficie.

Cuando vuelve a haber aporte de calor en las capas inferiores de la atmósfera o cuando se originan masas de aire inestables, el aire atrapado se calientan y se rompe la inversión térmica, retomando la circulación normal del flujo.

1.6.- Termodinámica

La energía puede existir en numerosas formas: calor o energía térmica, trabajo o energía mecánica, energía cinética, energía potencial, energía eléctrica, energía magnética, etc. Se puede definir la energía como la capacidad para realizar un trabajo. El propósito esencial de la termodinámica es el estudio de las relaciones existentes entre las diferentes formas de energía.

La energía interna (U) de un sistema puede verse como la suma de la energía cinética de las moléculas, asociada con sus movimientos de rotación, traslación y vibración, más la energía potencial de las moléculas que está relacionada con las interacciones entre moléculas. Este concepto de energía interna se refiere a un sistema en el que no hay reacciones químicas ni nucleares.

El primer principio de la termodinámica establece

$$dU = \delta Q - \delta W \quad (1.5)$$

El calor es la energía transferida por medios no mecánicos y es igual a la suma de la variación de energía interna y del trabajo realizado. El primer principio no es más que la conservación de la energía que viene a indicarnos que la cantidad de energía se conserva en cualquier proceso. Los sistemas tienden a desarrollar cambios espontáneos hasta que alcanzan una condición de equilibrio.

El calor y el trabajo son funciones de la trayectoria recorrida y la energía interna es función de estado (describe el estado de equilibrio de un sistema termodinámico en función de variables extensivas como el V, P y T)

- Proceso adiabático

En termodinámica, un proceso adiabático es aquel en el que en un proceso de transformación del sistema de un estado inicial a un estado final de equilibrio, no se produce transferencia de energía en forma de calor ($Q = 0$) con los alrededores o con otro sistema con el que está en contacto, sólo se intercambia trabajo. El calentamiento y enfriamiento adiabático se producen generalmente por cambios en la presión, en el caso de las inversiones térmicas por subsidencia, por la presencia del anticiclón, que da lugar a regiones de altas presiones en superficie.

- Ecuación matemática que describe un proceso adiabático para los gases ideales.

Partiendo de las dos formulaciones diferenciales del primer principio, se pueden obtener las funciones $P=P(V)$, $T=T(V)$ y $P=P(T)$.

$$\delta Q = dU + PdV = C_v dT + PdV \quad (1.6)$$

$$\delta Q = dH - VdP = C_p dT - VdP \quad (1.7)$$

La entalpía se define como el calor absorbido o desprendido cuando se forma un mol de compuesto a partir de sus elementos en estado de condiciones normales (1atmósfera y 25°C). De forma matemática se expresa:

$$H = U + PV \quad (1.8)$$

Como $\delta Q = 0$ obtenemos:

$$C_v dT + PdV = 0 \rightarrow C_v dT = -PdV \quad (1.9)$$

$$C_p dT - VdP = 0 \rightarrow C_p dT = VdP \quad (1.10)$$

y dividiendo miembro a miembro:

$$\frac{C_p}{C_v} = -\frac{V dP}{P dV} \quad (1.11)$$

Si el cociente C_p / C_v , es aproximadamente constante en el intervalo de temperaturas de trabajo, llamándole $\gamma = C_p / C_v$, tenemos la ecuación diferencial:

$$\frac{dP}{P} = -\gamma \frac{dV}{V} \quad (1.12)$$

integrando:

$$\ln P = -\gamma \ln V + cte \rightarrow \ln(PV^\gamma) \quad (1.13)$$

$$PV^\gamma = cte \quad (1.14)$$

que es la ecuación de estado que define un proceso de compresión o expansión adiabático. De forma análoga, también se puede obtener esta expresión en función de las otras variables termodinámicas:

$$TV^{\gamma-1} = cte \quad (1.15)$$

$$T^\gamma P^{1-\gamma} = cte \quad (1.16)$$

expresiones que relacionan las tres variables termodinámicas con γ .

*Condiciones de estabilidad

Cuando una masa de aire es estable se opone al movimiento, esto es, si una parcela de aire es desplazada de su posición original por cualquier mecanismo (orográfico, frontal, convergencia horizontal y convección), una vez cesa el movimiento, la parcela de aire vuelve a la posición de partida. Cuando el aire es estable, se entorpecen los movimientos verticales, es decir, si una parcela de aire es forzada hacia arriba o hacia abajo, tiende a volver a su posición anterior una vez cese la fuerza causante del movimiento.

Por el contrario, si la masa de aire es inestable, se alejará de su posición inicial. Cuando el aire es

inestable, los movimientos verticales resultan favorecidos. Si el aire es húmedo, se pueden formar grandes cúmulos y producirse tormentas. Y si por contra se trata de una masa de aire neutra, permanecerá estática después de ser desplazada.

2.- Objetivo y metodología utilizada en el desarrollo y ejecución del trabajo.

El objetivo de este trabajo es el cálculo y análisis entre 500 y 1000 hPa de la capa de aire donde tiene lugar la inversión térmica en Canarias así como el espesor de la capa para los últimos 30 años. Para ello se han extraído los datos de los radiosondeos obtenidos en la estación de Santa Cruz de Tenerife, 60200 (de 1982 a 2002) y de Güímar, 60018 (de 2003 a 2012) de la base de datos de la Universidad de Wyoming.

→ <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>

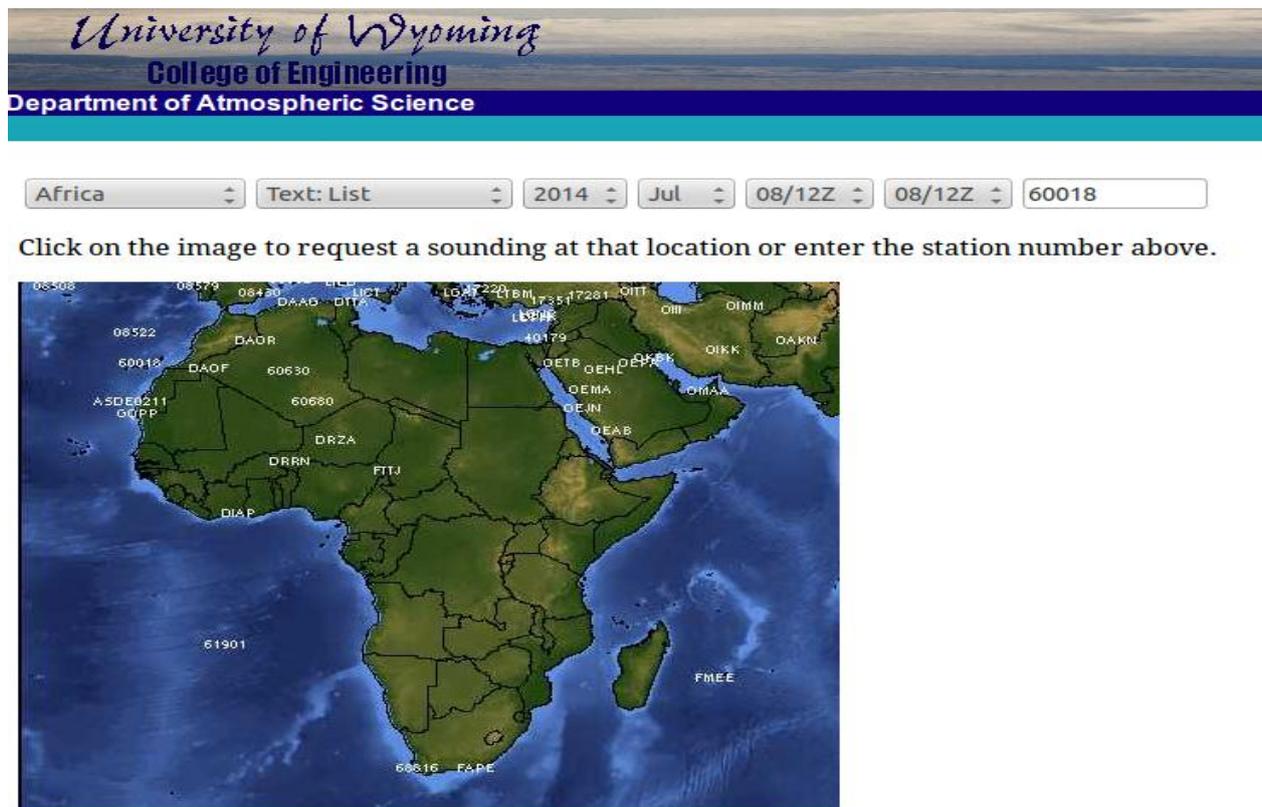


Figura 11. Base de datos de la Universidad de Wyoming.
University of Wyoming.

60018 Observations at 00Z 15 Jun 2012

PRES hPa	HGHT m	TEMP C	DWPT C	RELH %	MIXR g/kg	DRCT deg	SKNT knot	THTA K	THTE K	THTV K
1008.0	105	19.8	16.4	81	11.77	345	4	292.3	325.9	294.4
1000.0	175	19.4	15.5	78	11.19	10	5	292.6	324.6	294.5
988.0	279	18.7	14.6	77	10.68	40	10	292.8	323.4	294.7
961.0	517	17.1	12.5	75	9.57	10	10	293.5	321.1	295.2
957.0	553	16.8	12.2	74	9.41	14	11	293.6	320.8	295.3
950.0	616	17.9	10.2	61	8.31	20	12	295.4	319.6	296.8
947.0	643	18.4	9.4	56	7.87	18	13	296.1	319.2	297.5
933.0	770	17.6	8.0	53	7.26	10	16	296.6	318.1	297.9
925.0	844	17.2	7.2	52	6.93	10	17	296.9	317.4	298.1
907.0	1011	15.6	7.6	59	7.27	15	17	296.9	318.4	298.2
898.0	1096	16.6	4.6	45	5.95	17	17	298.8	316.7	299.9
874.0	1326	15.4	3.4	45	5.62	23	18	299.9	316.9	300.9
864.0	1423	16.0	1.0	36	4.78	26	18	301.5	316.2	302.4
850.0	1562	15.8	-1.2	31	4.14	30	18	302.7	315.6	303.4
837.0	1692	15.5	-1.5	31	4.13	25	18	303.8	316.6	304.5
810.0	1970	15.0	-2.0	31	4.10	45	20	306.0	318.9	306.8
804.0	2033	15.4	-12.6	13	1.81	45	19	307.1	313.1	307.4
777.0	2321	14.7	-11.6	15	2.04	45	13	309.4	316.1	309.8
773.0	2365	14.6	-11.4	15	2.08	40	12	309.7	316.6	310.1
761.0	2495	13.8	-16.1	11	1.44	25	10	310.2	315.1	310.5
737.0	2763	12.2	-25.6	5	0.65	0	0	311.3	313.6	311.4
704.0	3146	9.8	-39.2	2	0.18	351	4	312.8	313.5	312.8
700.0	3193	9.6	-39.4	2	0.18	350	4	313.1	313.8	313.1
667.0	3590	6.6	-15.4	19	1.74	327	5	314.1	320.0	314.4
641.0	3915	5.2	-43.8	1	0.12	309	6	316.1	316.6	316.1
605.0	4383	2.0	-32.0	6	0.44	281	7	317.6	319.3	317.7
523.0	5533	-8.5	-37.5	8	0.29	213	10	318.5	319.6	318.6
520.0	5577	-8.7	-40.0	6	0.23	210	10	318.7	319.6	318.8
500.0	5880	-10.3	-57.3	1	0.03	160	9	320.4	320.6	320.4
464.0	6452	-14.1	-59.1	1	0.03	187	7	322.6	322.7	322.6

Figura 12. Radiosondeo estación de Güimar el 15 de Junio de 2012.
University of Wyoming.

La figura 12 nos muestra los datos de un radiosondeo. La información contenida se refiere a los valores de presión (PRES), altura (HGHT), temperatura (TEMP), temperatura del punto de rocío (DWPT), humedad relativa (RELH), proporción de mezcla (MIXR), dirección del viento (DRCT), velocidad del viento en nudos (SKNT), temperatura potencial (THTA), temperatura potencial equivalente (THTE) y temperatura potencial virtual (THTV).

A partir de los radiosondeos se estudia las inversiones térmicas que hubiera para un día y hora dada. Como podemos ver en esta figura no necesariamente se detecta una sola inversión térmica por radiosondeo. En este ejemplo vemos que se tiene una inversión entre los niveles [553-643] m, [1011-1096] m, [1326-1423] m y [1970-2033] m. ¿Qué criterio se sigue entonces para decidir qué estrato es el más conveniente seleccionar para el estudio de inversiones térmicas por subsidencia? En este punto del análisis recurrimos a los valores de la humedad relativa. Este parámetro meteorológico da cuenta de la cantidad de vapor de agua que hay contenida en la masa de aire en relación con la cantidad de vapor de agua que podría contener la misma masa de aire al producirse la saturación. Como ya se mencionó, las inversiones térmicas por subsidencia en Canarias se producen por dos masas de aire cuyo origen es, por un lado los vientos alisios inferiores, frescos y húmedos, y por otro lado vientos secos originados por la circulación general del oeste en altura debida al anticiclón de las Azores.

El criterio es escoger aquella capa de inversión térmica que presente mayor diferencia de humedad

relativa entre la base y la cima del estrato, esto es, la inversión térmica que produzca más sequedad del aire. De esta forma se entiende que estamos en la capa real de contacto entre las dos masas de aire de interés.

60020 Observations at 00Z 15 Jun 1973

PRES hPa	HGHT m	TEMP C	DWPT C	RELH %	MIXR g/kg	DRCT deg	SKNT knot	THTA K	THTE K	THTV K
1014.0	36	19.8	12.8	64	9.24	0	0	291.8	318.3	293.4
1000.0	154	18.8	12.8	68	9.37	0	0	291.9	318.8	293.6
924.0	827	13.2	11.0	87	8.99	341	6	292.9	318.8	294.5
850.0	1535	19.0				320	12	306.0		306.0
848.0	1555	19.4				319	12	306.7		306.7
723.0	2910	13.4				262	27	314.4		314.4
700.0	3181	11.2				250	30	314.9		314.9
500.0	5880	-9.9				250	40	320.9		320.9
452.0	6652	-75.7				250	40	247.7		247.7
400.0	7560	-23.1				250	40	324.9		324.9
300.0	9600	-38.3				250	55	331.3		331.3
254.0	10716	-48.3				250	50	332.6		332.6
250.0	10820	-48.7				250	50	333.5		333.5
200.0	12270	-54.1				250	50	346.9		346.9
175.0	13121	-57.3				250	59	355.2		355.2
150.0	14090	-59.7				250	70	367.0		367.0
100.0	16590	-65.5						400.9		400.9
81.0	17862	-68.5						419.6		419.6
70.0	18750	-62.1				250	50	451.2		451.2

Figura 13. Radiosondeo estación de Santa Cruz de Tenerife el 15 de Junio de 1973
University of Wyoming.

La figura 13 nos muestra un radiosondeo más antiguo. Comentamos en este punto la visible mejoría en los detectores meteorológicos que proporcionan mayor número de valores registrados. Hace años, los sistemas de detección eran muy obsoletos y los registros eran insuficientes para realizar con buena aproximación un avance del tiempo o un estudio. Por otro lado, para ciertos días, semanas y meses no hay registros en la base de datos. Es por eso que, a lo largo de este trabajo, se prescinde de varios años.

3.- Resultados obtenidos y discusión.

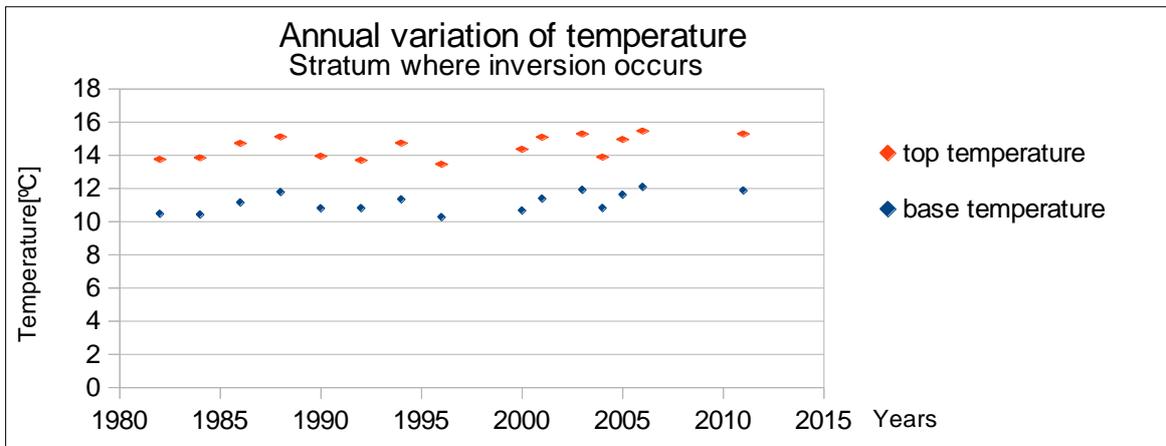


Gráfico 1. Variación anual de la temperatura de la capa de inversión térmica entre 1982 y 2011.

La gráfica 1 nos muestra la variación anual desde 1982 hasta 2011 tanto de la temperatura de la cima como de la base del estrato donde se produce la inversión térmica. Se aprecia un ligero ascenso de dicho nivel a lo largo de los años. En el año 1982 se lee una temperatura de 10.8 °C y de 13.8 °C para la base y cima del estrato respectivamente. En cambio, para el año 2011 se tiene 11.9 °C y 15.1°C, una variación de aproximadamente 1 °C en 30 años.

Por otro lado, se observa que dichos niveles varían de forma oscilante a lo largos de los años. No se han tomado todos los años desde 1982 hasta el 2011 porque ha habido radiosondeos donde las lecturas eran insuficientes para detectar inversiones térmicas o se tenían pocos datos para un mes dado, por lo que no se podían tener en cuenta algunas medias mensuales para el análisis.

Figure 1 shows the annual change of the temperature of the top and base of the layer where the thermal inversion occurs, from 1982 to 2011. A slight increase is observed in that range through the years. In 1982, a temperature of 10.8 °C and 13.8 °C was registered for the base and top of the layer respectively. However, for 2011 the temperature recorded were 11.9 °C and 15.1°C, this indicates that we have 1 °C more in thirty years. Moreover, it was observed that these levels vary in an oscillating manner over the thirty years period. Results have not been considered for every year between 1982 and 2011 because in some cases the thermal inversions could not be detected and in other cases insufficient data was detected, in a given month, preventing reliable averages being calculated.

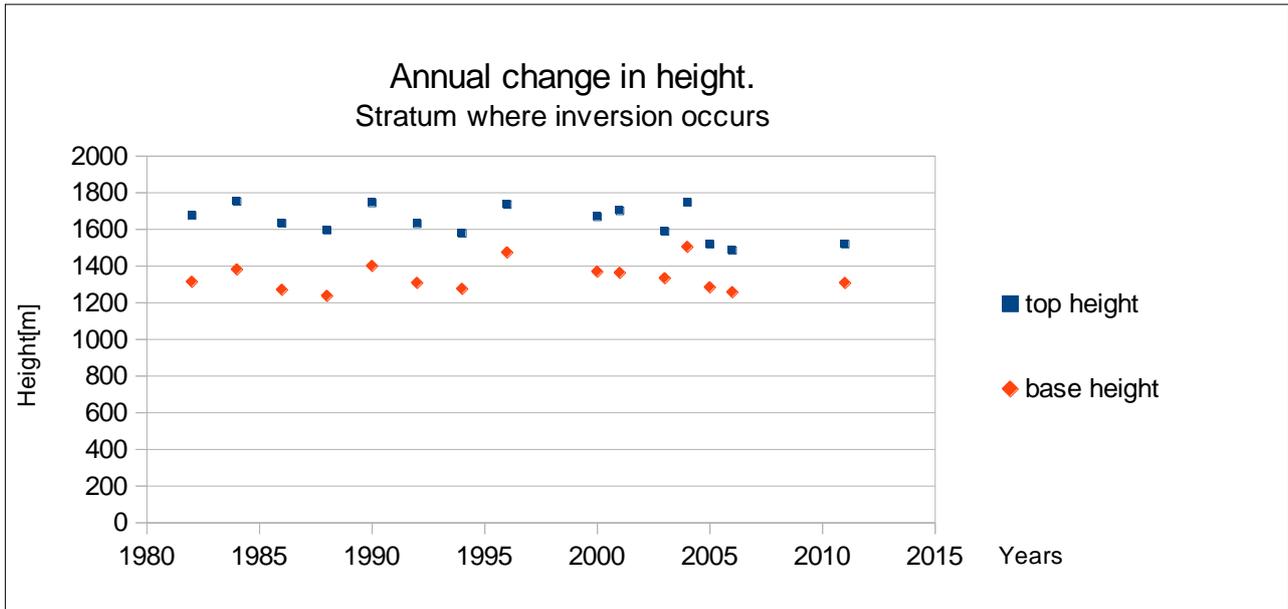


Gráfico 2. Variación anual de la altura de la capa de inversión térmica entre 1982 y 2011.

La gráfica 2 nos muestra la variación anual desde 1982 hasta 2011 tanto de la altura de la cima como de la base del estrato donde se produce la inversión térmica. Al contrario que la variación anual de la temperatura, se produce un ligero descenso de dicho nivel a lo largo de los años. En 1982 se registró una altura de 1.314 m y 1.689 m para la base y cima del estrato respectivamente. En cambio, para el año 2011 se tiene una altura de 1.304 m y 1.516 m. Podemos observar que esta variación es más acusada para la altura de la cima del estrato, manteniéndose a rasgos generales oscilante en un intervalo constante entre 1.230 metros para el año 1998 y 1.500 metros en 2004 para la base del estrato donde se produce la inversión. Al igual que con la variación anual de la temperatura, la variación anual de la altura se produce de manera oscilante a lo largo de los años. Otro dato a destacar es que el espesor del estrato se reduce considerablemente. Por ejemplo, en el mes de julio de 1982, el espesor entre la base y la cima del estrato es de unos 485 metros, en cambio para el mismo mes en 1994 es 318 metros y para el 2011 se tiene 201 metros de espesor. Esta reducción no es uniforme ni lineal, teniéndose para algunos años un espesor mayor como en julio del 2000 cuya altura es de 450 metros.

Figure 2 shows the annual change from 1982 to 2011 of the height of the top and base of the layer where the inversion occurs. Unlike the annual variation of temperature, a slight decrease of the height of the top of the layer was observed over the years. In 1982 a height of 1,314 m and 1,689 m was observed for the base and top of the layer respectively. However, for 2011 the equivalent heights were 1,304 m and 1,516 m. It can be seen that this variation was more pronounced for the height of the stratum's top. Furthermore, an oscillating variation was observed over the years in a constant interval between 1,230 meters in 1998 and 1,500 meters, in 2004, for the base layer where the thermal inversion occurs. Therefore we can see that the annual variation in height occurs oscillating manner throughout the years like the annual variation in temperature.

Another point to note is that the layer thickness is reduced considerably. For example, in July 1982, the thickness between the base and top of the layer is about 485 meters, while for the same month in 1994 it was 318 meters and in 2011 it was 201 meters thick. This reduction was neither uniform nor linear, for example in July 2000, the height was 450 meters.

	1982	1984	1986	1988	1990	1992	1994	1996	2000	2001	2003	2004	2005	2006	2011
Jan	365	320	335	382	428	300	262	287	262	269	233	259	149	194	131
Feb	223	355	377	365	309	230	242	213	238	258	191	235	270	243	223
Mar	353	302	289	322	277	297	282	230	312	334	235	260	237	240	190
Apr	245	375	375	358	308	338	401	261	229	347	253	227	232	189	273
May	402	329	417	306	351	346	258	223	243	377	206	285	232	282	210
Jun	409	434	338	391	441	279	423	295	315	435	297	260	274	217	187
Jul	486	449	404	471	455	407	318	345	450	438	414	285	241	309	201
Aug	435	544	442	457	378	440	411	286	376	416	270	235	263	220	244
Sep	371	351	357	325	304	406	355	232	376	279	298	293	231	200	253
Oct	428	417	323	273	264	268	291	332	295	492	174	199	286	184	246
Nov	332	263	356	302	306	276	243	243	238	239	306	163	243	202	189
Dec	295	321	345	382	311	296	150	205	260	187	189	226	169	261	214

Tabla 1. Espesor del estrato en metros donde se produce la inversión térmica por subsidencia.

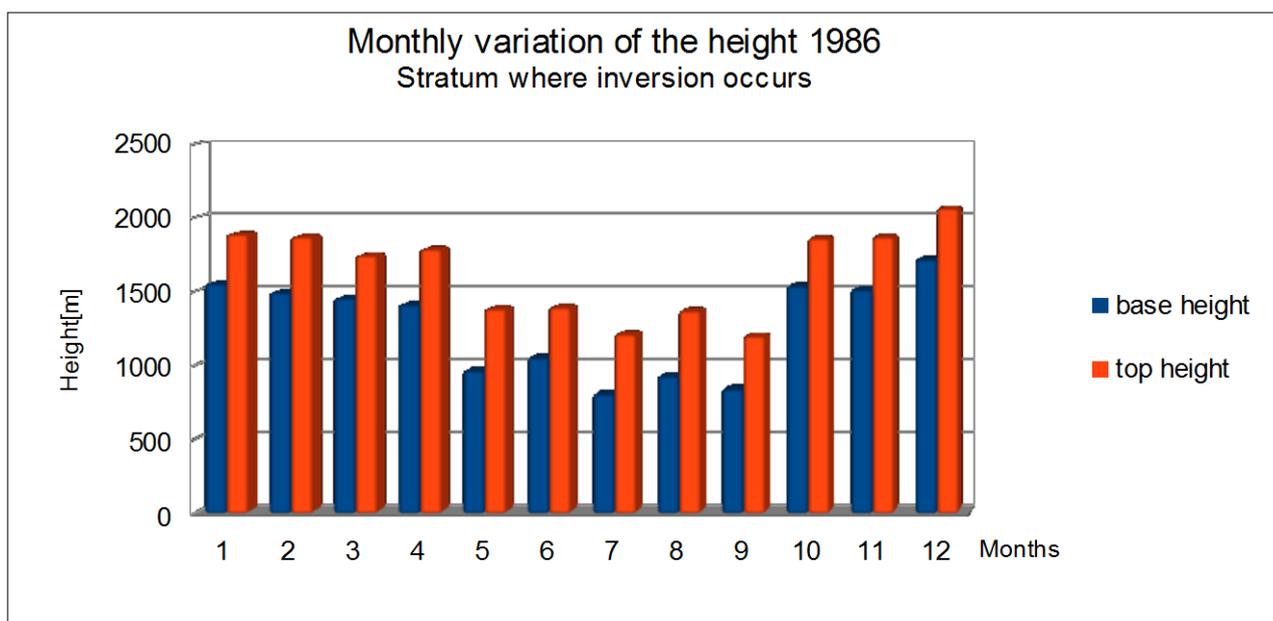


Gráfico 3. Variación mensual de la altura de la capa de inversión térmica para 1986, 1.

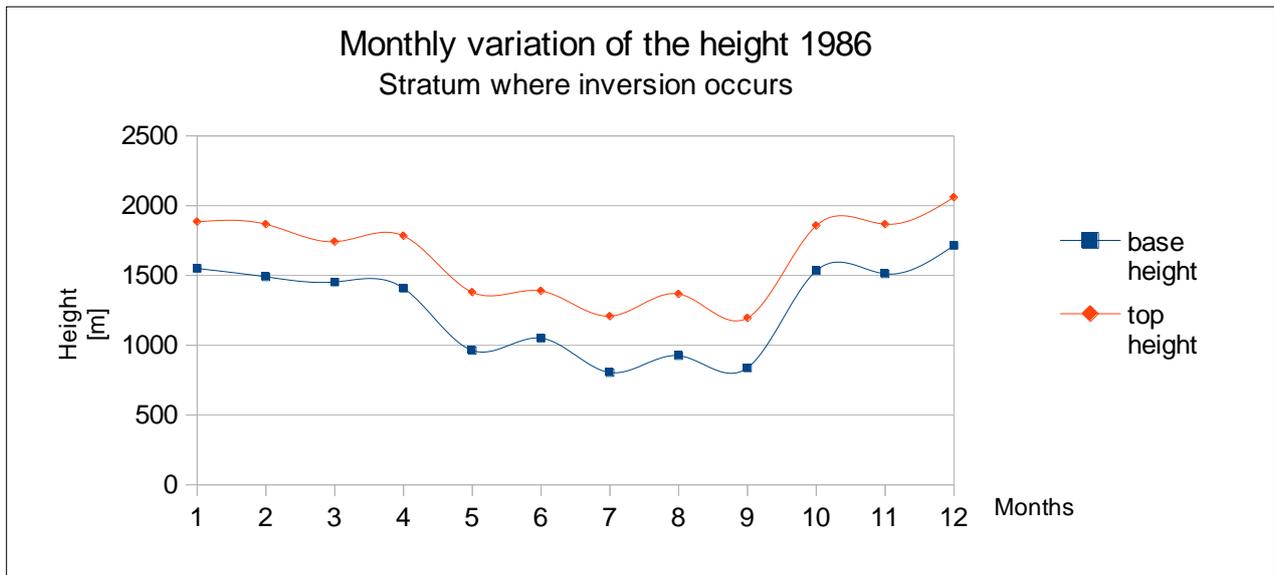


Gráfico 4. Variación mensual de la altura de la capa de inversión térmica para 1986, 2.

Months	Base Height [m]	Top Height [m]
January	1850	2170
February	1147	1502
Mars	1939	2241
April	1267	1642
May	1548	1878
Juny	1031	1465
July	748	1197
August	923	1467
September	1259	1611
October	1034	1451
November	2091	2354
December	1734	2054

Tabla 2. Altura de la base y cima del estrato donde se produce la inversión térmica para el año 1986

Las gráficas 3 y 4 muestran la variación mensual de la altura del estrato donde se produce la inversión térmica para el año 1986. Tanto para la base como para la cima de dicho estrato la altura decrece para los meses de verano y aumenta para el resto alcanzándose el máximo de altura alrededor de enero y diciembre.

Por otro lado, se observa que la variación del espesor del estrato se mantiene casi constante a excepción de los meses de septiembre y octubre donde dicho espesor se ve reducido. El espesor es de alrededor de 300 metros.

El máximo de altura es de 2.060 metros y 1.715 metros para la cima y base del estrato

respectivamente. El mínimo se queda en 1.195 metros en septiembre para la cima del estrato y 804 metros en julio para la base del estrato. Por tanto, la altura de la cima y base del estrato varía en aproximadamente un kilómetro de altura a lo largo del año.

Figures 3 and 4 show the monthly variation in height of the layer where the inversion occurs to the year 1986. The base and the top of the stratum decrease in height during the summer months and they increase for the rest reaching maximum height around December/January. Moreover, it was observed that the layer's thickness variation was almost constant except for the months of September and October when this thickness was reduced. The thickness was about 300 meters. The maximum height is 2,060 meters and 1,715 meters for the top and base of the layer respectively. The minimum was 1,195 meters in September for the stratum's top and 804 meters in July for the stratum's base. Therefore, in a year the layer's height can change approximately 1 km.

Las gráficas 5 y 6 nos muestran la variación mensual de la altura del estrato donde ocurre la inversión térmica para el año 1994.

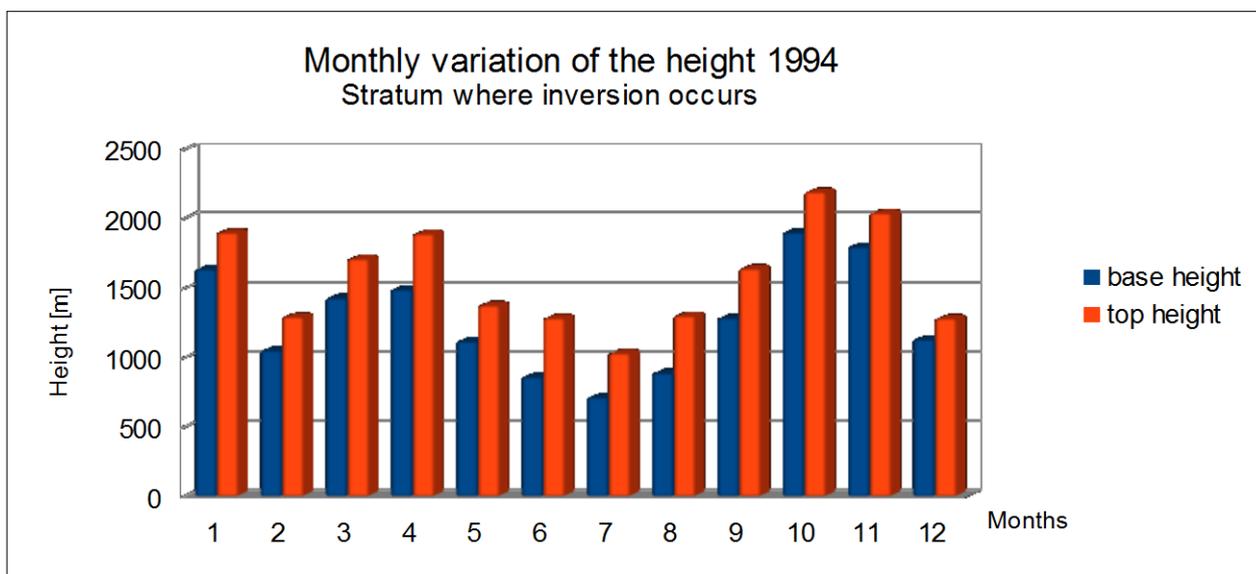


Gráfico 5. Variación mensual de la altura de la capa de inversión térmica para 1994, 1.

Análogamente al año 1986, se produce un descenso de la altura del estrato donde se produce la inversión térmica hacia los meses del verano. Sin embargo, también ocurre para los meses de noviembre y diciembre. Para este año no se mantiene una constancia aproximada en el espesor del estrato. La inversión térmica en diciembre se produce en un intervalo de 150 metros y en junio el espesor de dicho estrato mide 423 metros. La mínima altura para la base y cima del estrato respectivamente es de 713 metros y 1031 metros y se registra en julio. La máxima altura se registra en octubre, cuyo nivel para la base y cima del estrato respectivamente es de 1.900 metros y 2.191 metros. Observamos que la cima y base del estrato varía en poco más de un kilómetro de altura a lo largo del año.

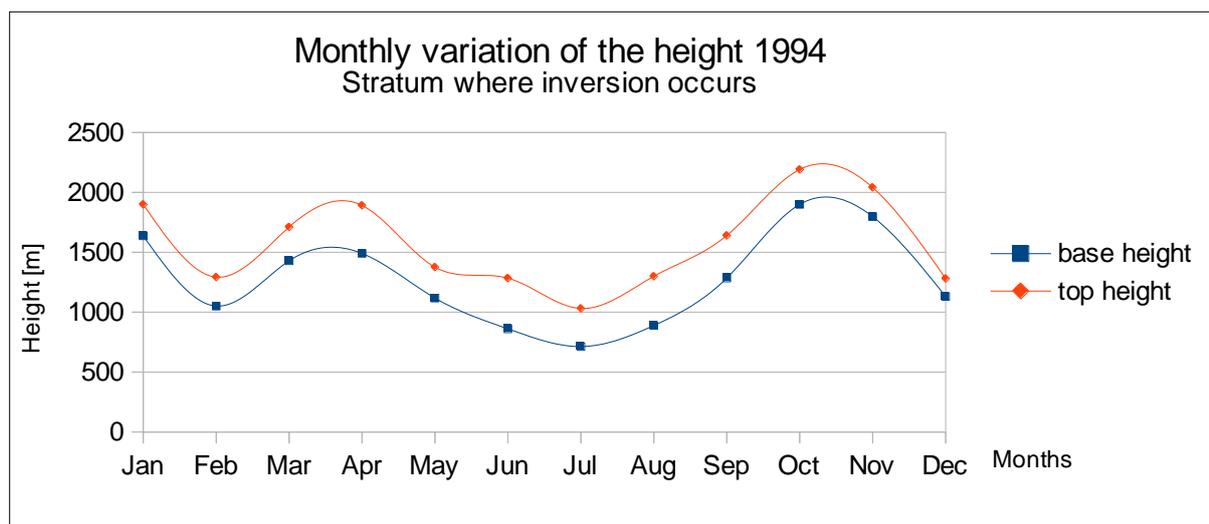


Gráfico 6. Variación mensual de la altura de la capa de inversión térmica para 1994, 2.

Graphs 5 and 6 show the monthly variation of the layer's height where the inversion occurs in 1994. It shows a lowering in height of the inversion's layer in the summer months. The same is true in the months of November and December. As can also be seen the thickness of the layer is not approximately constant throughout the year. The inversion occurs in a range of 150 meters in December, and in June the layer's thickness measured 423 meters. The minimum height for the base and top of the layer was respectively 713 meters and 1,031 meters recorded in July. The maximum height was recorded in October. The level for the base and top of the layers respectively were 1,900 meters and 2,191 meters. We observe that the top and base of the stratum varies little over a kilometer in height throughout the year.

Months	Base Height [m]	Top Height [m]
January	1637	1899
February	1051	1292
Mars	1429	1711
April	1490	1891
May	1118	1376
Juny	861	1284
July	713	1031
August	889	1300
September	1285	1640
October	1900	2191
November	1798	2041
December	1131	1281

Tabla 3. Altura de la base y cima del estrato donde se produce la inversión térmica para el año 1994

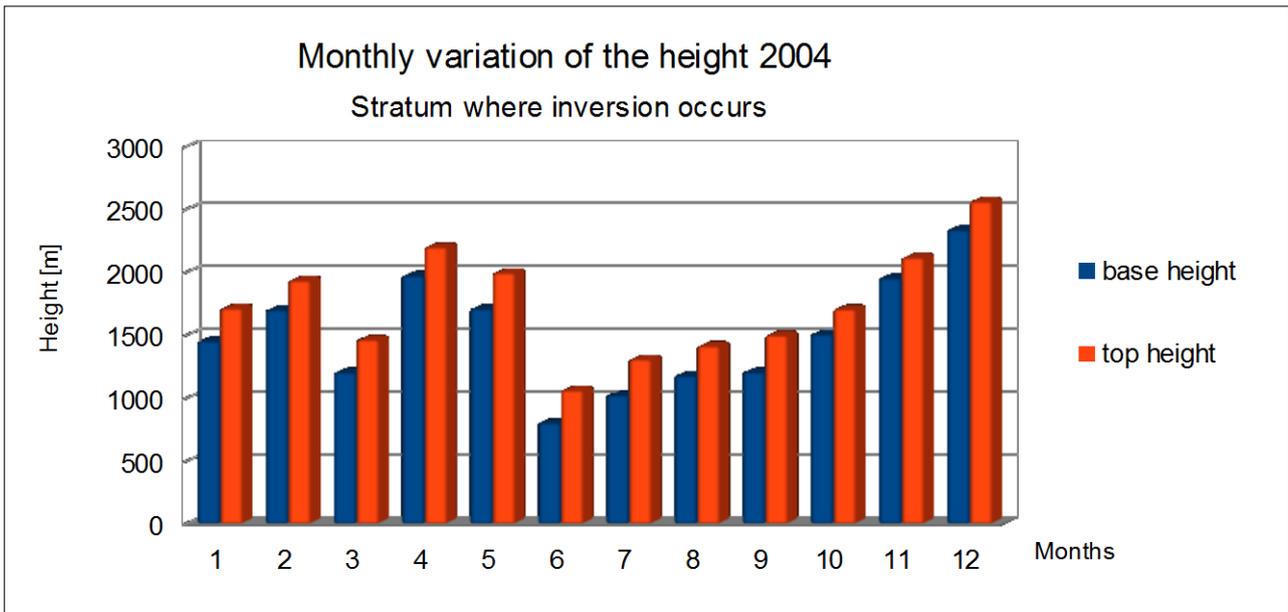


Gráfico 7. Variación mensual de la altura de la capa de inversión térmica para 2004, 1.

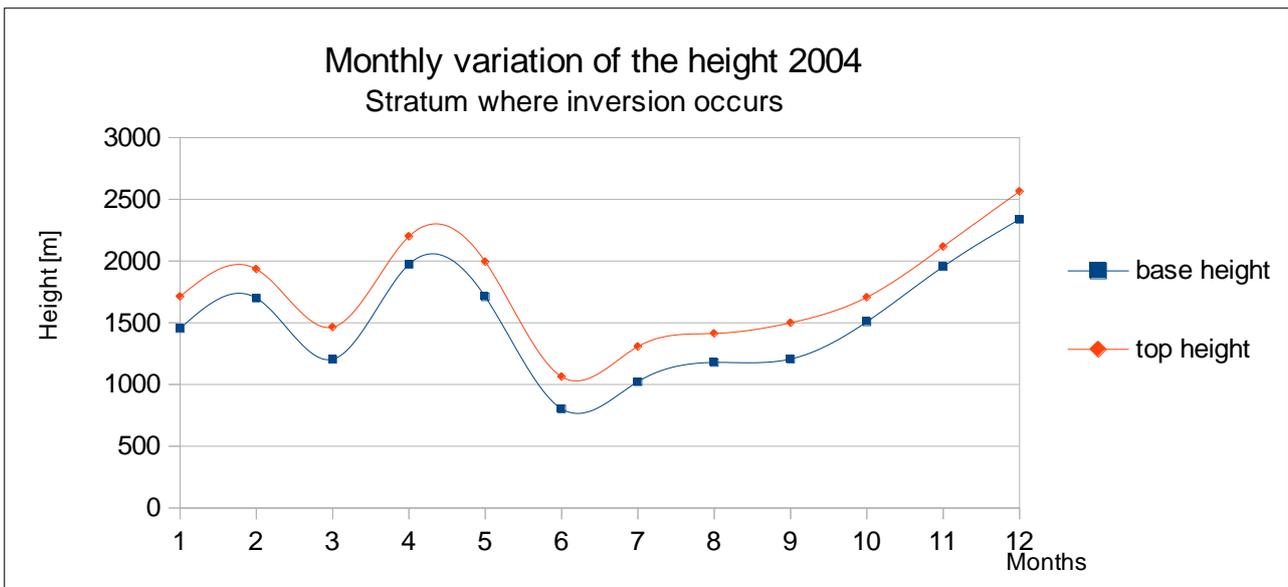


Gráfico 8. Variación mensual de la altura de la capa de inversión térmica para 2004, 2.

Las gráficas 7 y 8 muestran la variación mensual de la altura del estrato para el año 2004. Al igual que en los gráficos anteriores, se observa que la variación entre la base y la cima es aproximadamente constante. Se aprecia que en los meses de octubre y noviembre, el espesor del estrato se reduce hasta los 163 metros de anchura. Para los demás meses el espesor ronda los 250 metros. El máximo de altura se localiza en el mes de diciembre siendo de 2.338 metros y 2.564 metros para la base y cima del estrato respectivamente. Análogamente a los dos años anteriormente mostrados, la inversión térmica alcanza su mínimo en altura en los meses de verano, siendo el

mínimo en junio cuyo nivel está entre 803 metros y 1.063 metros de altura. Para este año, la variación de la altura mínima y máxima de la base y de la cima es del orden de 1.500 metros.

Graphs 7 and 8 show the monthly variation of the height of stratum in 2004. As in the previous figures, it was observed that the variation between the base and the top was approximately constant. It was noted that in the months of October and November, the layer thickness was reduced to 163 meters. For the other months the thickness was about 250 meters. The maximum height was located in the month of December, with 2,338 meters and 2,564 meters for the base and top of the layer respectively. Similar to the two years shown above, the inversion reaches its minimum height in the summer months, with the minimum in June with a base level was between 803 meters and 1063 meters high. For this year, the variation of the minimum and maximum height of the base and the top was about 1,500 meters.

Months	Base Height [m]	Top Height [m]
January	1453	1712
February	1700	1935
Mars	1204	1464
April	1973	2200
May	1710	1995
Juny	803	1063
July	1023	1308
August	1179	1413
September	1206	1500
October	1508	1707
November	1955	2117
December	2338	2564

Tabla 4. Altura de la base y cima del estrato donde se produce la inversión térmica para el año 2004

Por último, se considera la variación mensual de la altura del estrato donde se produce la inversión térmica en el año 2011 (Gráficos 9 y 10).

Para este año la variación es más suave. En los meses de enero y diciembre se alcanza casi los mismo niveles de altura de la base y cima del estrato, en torno a 1.550 metros y 1.700 metros respectivamente. Nuevamente se observa como se produce un descenso de dichos niveles en los meses de verano, alcanzando el mínimo de altura en agosto con 804 metros y 1.004 metros para la base y cima del estrato respectivamente. Para este año el máximo de la altura se registra en el mes de abril con 1.665 metros para la base y 1.938 metros para la cima. Este año la variación mensual es más atenuada, es decir, no se producen oscilaciones significativas en la altura del estrato a lo largo de los meses.

Finally, monthly variation of the height of the inversion's layer in 2011 was considered (Figures 9 and 10). This year the change was smoother. In the months of January and December the same heights for the levels of the base and top of the layer were measured (about 1,550 meters and 1,700 meters respectively). Again a decrease in these levels in the summer months was observed, reaching a minimum height in August of 804 meters and 1,004 meters for the base and top of the layer respectively. This year the maximum height was recorded in the month of April with 1,665 meters for the base and 1,938 meters for the top.

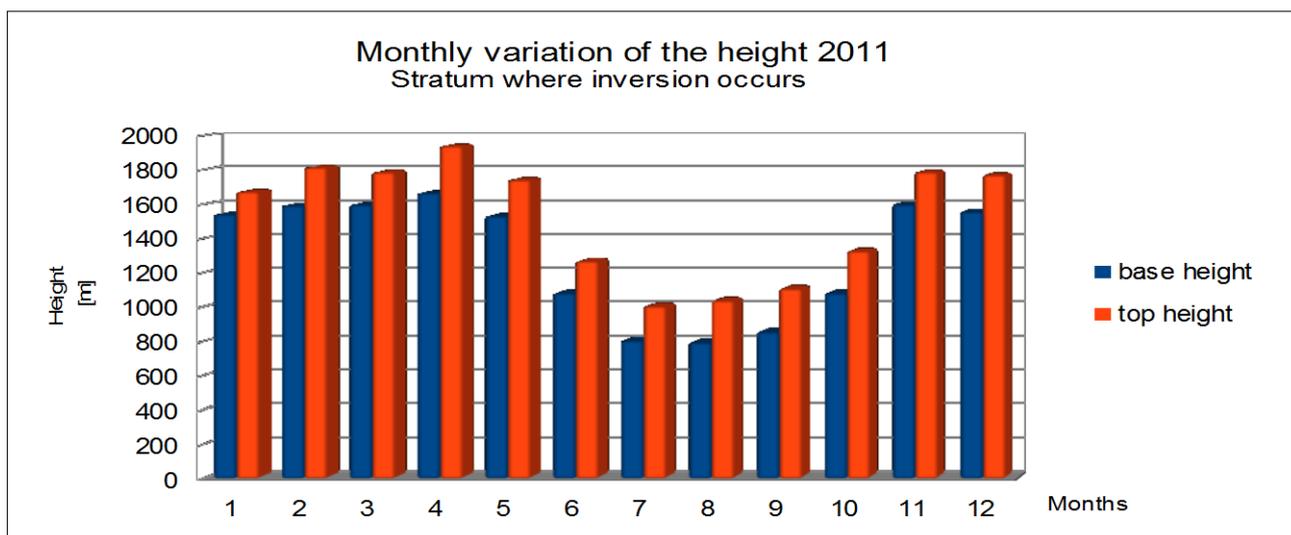


Gráfico 9. Variación mensual de la altura de la capa de inversión térmica para 2011, 1.

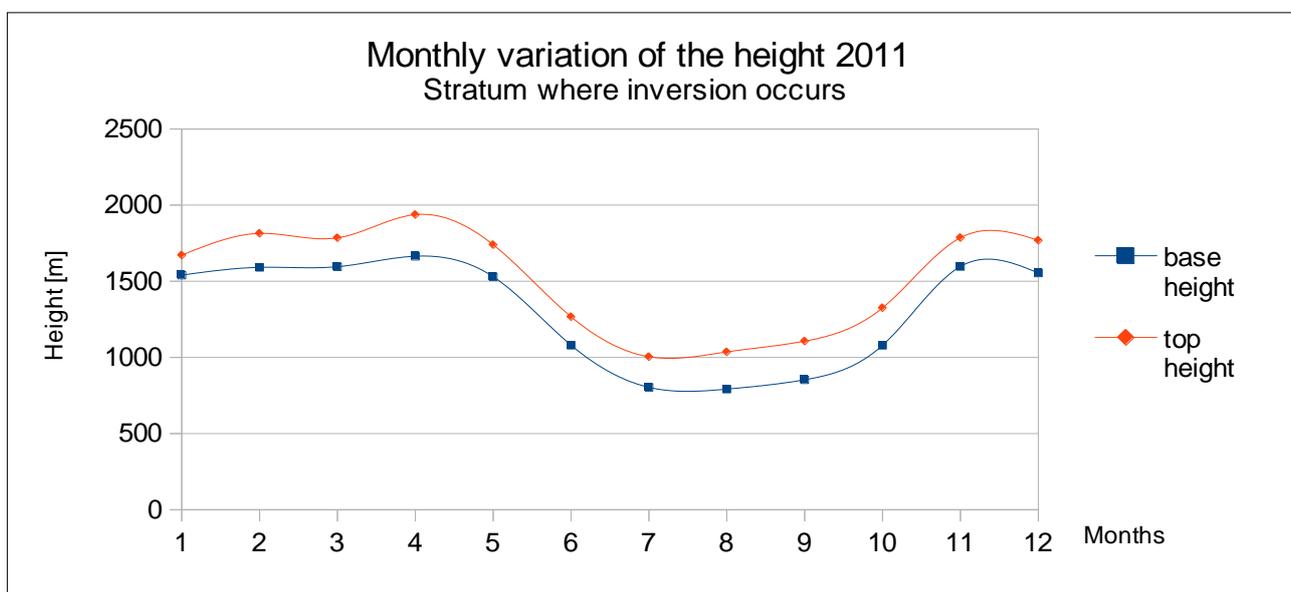


Gráfico 10. Variación mensual de la altura de la capa de inversión térmica para 2011, 2.

Months	Base Height [m]	Top Height [m]
January	1540	1672
February	1592	1814
Mars	1596	1785
April	1665	1938
May	1530	1740
Juny	1080	1267
July	804	1004
August	792	1036
September	853	1107
October	1080	1326
November	1598	1786
December	1555	1769

Tabla 5. Altura de la base y cima del estrato donde se produce la inversión térmica para el año 2011

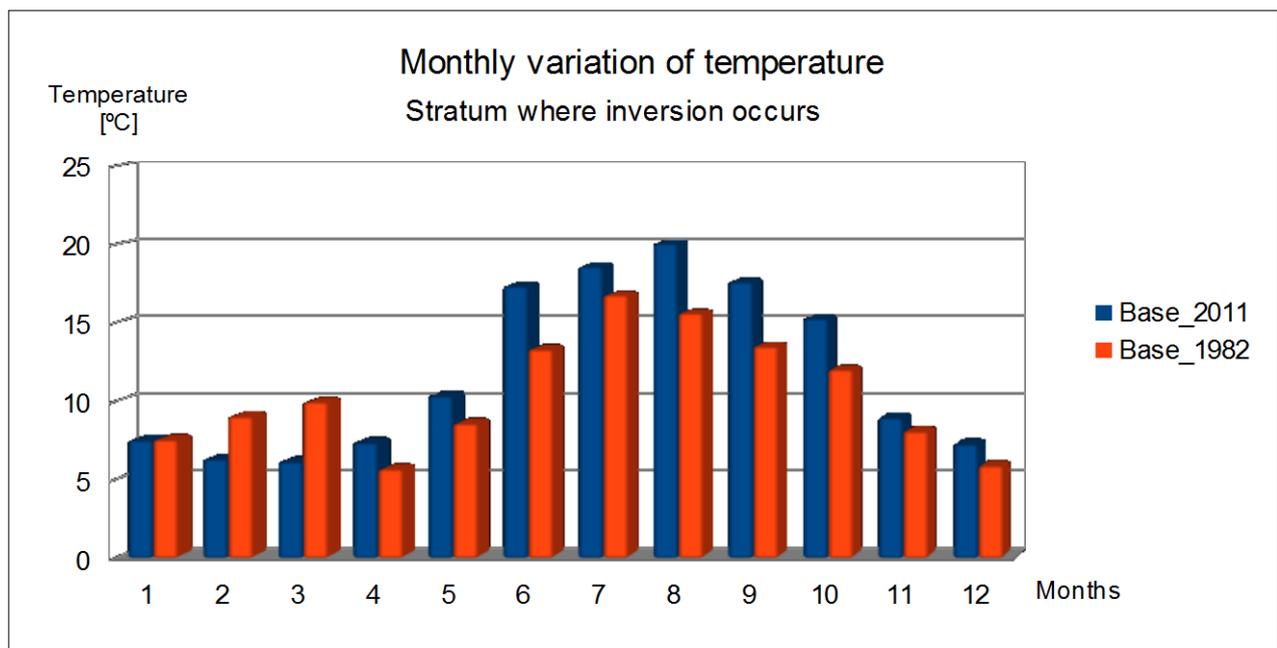


Gráfico 11. Variación mensual de la temperatura de la base de la capa de inversión térmica para 1982 y 2011.

La gráfica 11 muestra la variación mensual de la temperatura de la base del estrato donde se produce la inversión térmica para los años 1982 y 2011. Se ve que para el año 2011 la temperatura ha aumentado considerablemente en los meses de verano, casi 5°C en treinta años. Sin embargo, este cambio ha sido menor o incluso por debajo de las temperaturas registradas en el año 1982 para

los meses más fríos. Así vemos que para el mes de febrero la temperatura en 2011 ha bajado en torno a los 3°C con respecto al año 1982 y en marzo la caída ha sido de unos 5°C.

Otro tanto se puede decir para la temperatura de la cima del estrato, como se muestra en la gráfica 12. Las temperaturas han aumentado notablemente a lo largo de los años, siendo más significativas en los meses más calurosos.

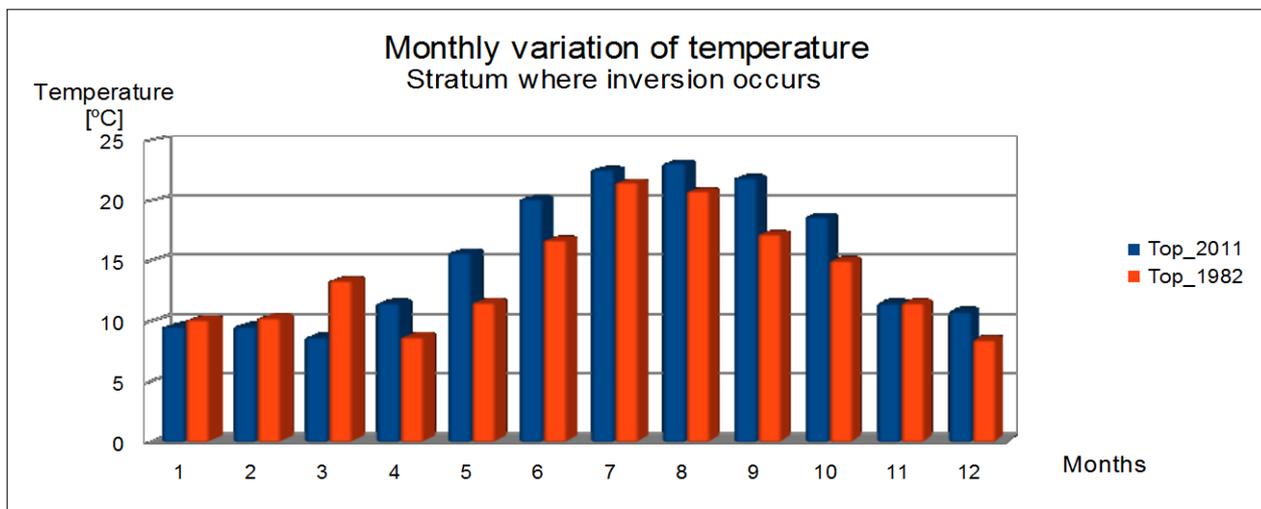


Gráfico 12. Variación mensual de la temperatura de la cima de la capa de inversión térmica para 1982 y 2011.

La evolución de la atmósfera a lo largo de los años muestra un incremento en las temperaturas en las inversiones térmicas en Canarias, a excepción de los meses de invierno donde esta variabilidad disminuye.

Graph 11 shows the monthly variation of temperature for the base of the layer where the inversion occurs in 1982 and 2011. It can be seen that for 2011 the temperature has risen considerably in the summer months, almost 5 ° C in thirty years. However, this change has been less than or even below temperatures recorded in 1982 for the colder months. Thus we see that in February 2011 the temperature has dropped around 3 ° C regarding the year 1982, even in March the temperature has dropped 5 degrees.

The same can be said for the temperature of the top of the layer, as shown in graph 12.

Temperatures have risen significantly over the years, and more significant in the hottest months.

The evolution of the atmosphere over the years shows an increase in temperature inversions in the Canary Islands, except for the winter months where the variability decreases.

4.- Conclusiones/ *Conclusions*

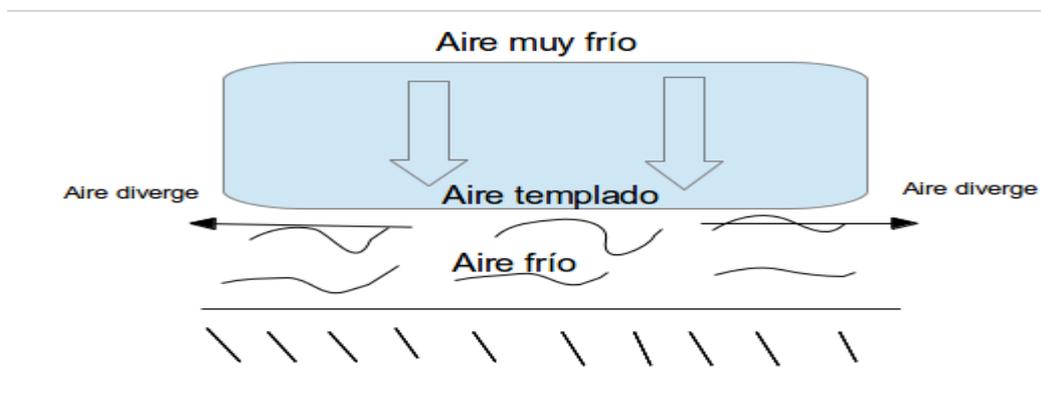
1. Incremento de las temperaturas a lo largo de los años.

Analizando las gráficas 11 y 12 vemos como se produce un aumento térmico generalizado a lo largo de los últimos 29 años, a excepción de los meses de invierno. Por lo tanto, es razonable pensar que se produce un aumento generalizado de las temperaturas. Este variación se debe a los gases de efecto invernadero. La atmósfera está en constante renovación debido a la influencia de los vientos, de los gases emitidos de forma natural por materia orgánica, por los gases que emiten los volcanes,... y estos componentes pueden absorber mejor o peor la radiación solar con la consecuente acción en el clima. Por ejemplo, los dióxidos de azufre contribuyen enfriando la atmósfera. Sin embargo, hay que considerar la acción humana, que acelera este proceso de renovación en la composición de la atmósfera con la emisión de gases como CO₂, NO₂,...

Analyzing the graphs 11 and 12 an overall increase in temperatures over the past twenty nine years is observed, except for the winter months. Therefore, it is reasonable to believe that a general increase in temperature occurs. This variation is due to greenhouse gases. The atmosphere is constantly renewing due to the influence of winds, the gases emitted naturally by organic matter, gases emitted by volcanoes, etc. and these components can either improve or worsen the absorption of solar radiation with their consequent action on the climate. For example, sulfur dioxides contribute to cooling the atmosphere. However, we must consider that human's action accelerates the renewal process in the composition of the atmosphere with greenhouse gas, such as CO₂ and NO₂.

2. Disminución de la capa de inversión térmica en los meses de verano.

Meses fríos



Meses calurosos

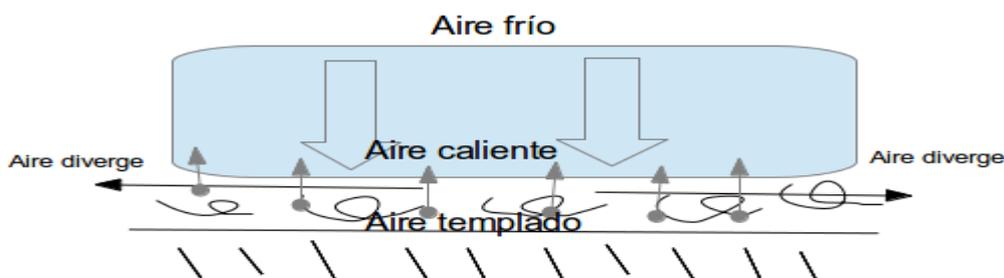


Figura 14. Esquema inversión térmica de subsidencia en los meses fríos y calurosos.

Un bloque de masa de aire que desciende en la atmósfera hacia las capas superficiales terrestre, aumentará su temperatura mediante un proceso de compresión adiabático. Si alcanza una temperatura mayor que las capas de aire que se encuentran debajo, bloqueará el movimiento vertical ascendente del aire superficial.

En mi opinión, el hecho de que en verano, en los meses calurosos, el nivel de la capa de la inversión térmica sea menor que en los meses fríos, se debe a que las capas superficiales están más calientes y el bloque de masa de aire que desciende tiene que alcanzar una altitud menor para incrementar su temperatura más allá de la temperatura ambiente y así provocar una inversión térmica.

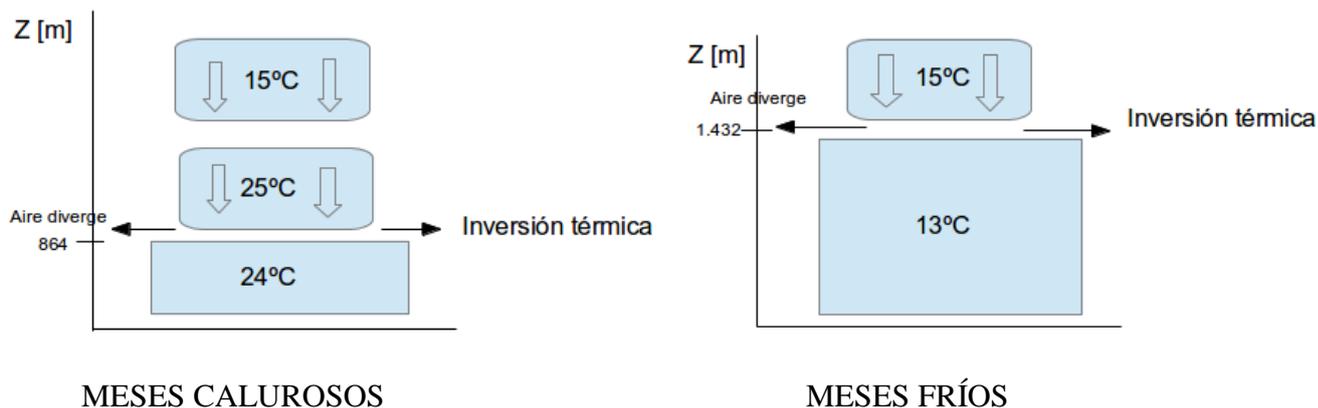


Figura 15. Esquema inversión térmica de subsidencia a diferentes temperaturas en superficie.

A mass of air that descends through the atmosphere to the ground surface layer increases the temperature by adiabatic compression. If the air reaches a higher temperature than that below, it then the upward movement of surface air will be blocked. In my opinion, the fact that in summer (the hot months) the thermal inversion layer is at a lower level than in the cold months is because the surface layers are warmer. As a result the descending mass must drop to a lower level in order to increase its temperature beyond ambient temperature and so cause a thermal inversion.

3. Variación anual en temperatura aumenta y en altura disminuye.

Por lo expuesto en el punto uno la temperatura anual aumenta (gráfica 1). Por otro lado, la gráfica 2 nos muestra que la tendencia en la altura de la capa de inversión térmica es a disminuir según pasan los años.

Determinados gases que se encuentran presentes en la atmósfera terrestre dan lugar al fenómeno denominado efecto invernadero. Su concentración atmosférica es baja, pero tienen una importancia fundamental en el aumento de la temperatura del aire próximo al suelo, haciéndola permanecer en un rango de valores aptos para la existencia de vida en el planeta. Los gases de invernadero más importantes son: vapor de agua, dióxido de carbono (CO₂) metano (CH₄), óxido nitroso (N₂O) clorofluorcarbonos (CFC) y ozono (O₃). La atmósfera retiene con mayor eficacia la radiación terrestre reflejada por la Tierra debido al incremento de estos gases en la atmósfera.

Una posible respuesta para las gráficas obtenidas sería la debida al propio efecto invernadero. Como se comentó en el punto dos, si el ambiente es más cálido, un bloque de masa de aire frío que desciende deberá alcanzar menor altura para conseguir, por un proceso de compresión adiabático, una temperatura superior y así provocar una capa de estabilidad entre el suelo y la atmósfera.

As stated in point one, temperature increases annually (Figure 1). On the other hand, figure 2 shows that the trend in the height of the inversion's layer is to decrease as the years pass.

Certain gases that are present in the atmosphere give rise to the phenomenon known as the greenhouse effect. Its atmospheric concentration is low, but they are fundamental to increase the temperature of the air near the ground, making it stay in a range of values suitable for

the existence of life on the planet. The most important greenhouse gases are water vapor, carbon dioxide (CO₂), methane (CH₄), nitrous oxide (N₂O), chlorofluorocarbons (CFCs) and ozone (O₃).

The greenhouse effect could explain the graphics. The atmosphere retains the solar radiation reflected in the Earth because it has increased the amount of greenhouse gases. Then the layers are warmer. As mentioned in point two, if the environment is warmer, a mass of cold air that descends must achieve lower altitude to get a higher temperature and thus cause a layer of stability between the ground and atmosphere. The air would change temperature through a process of adiabatic compression.

4. Fiabilidad de los datos en los años más recientes.

La Universidad de Wyoming almacena datos de radiosondeos desde 1973. No obstante, los registros de ese entonces eran insuficientes para llevar a cabo un estudio de inversiones térmicas. Con tan pocos datos no se puede ni siquiera apreciar inversión térmica. A parte de esto, se da el caso de que para un mes dado, por ejemplo, se puedan intuir unas pocas inversiones térmicas y no ser datos suficientes para realizar una media mensual fiable. Por tanto, muchos años han sido descartados en el estudio. Por otro lado, muchos radiosondeos no están completos, es decir, hay bastantes huecos durante varios meses. Sobre 1985 ya se pueden considerar buenos radiosondeos, con suficientes valores meteorológicos almacenados para ser utilizados en un estudio de inversiones térmicas.

The University of Wyoming has been accumulating radiosounding data since 1973. However, the data have been insufficient to carry out a study of inversions. It is not possible to study inversions with insufficient data. In addition to this, there were some months in which insufficient data was collected to allow reliable averaging of inversions. For this reason many years were discarded in the study. It also appeared that many radiosoundings were not complete, i.e., there was a lack of data for several months. Radiosoundings from around 1985 onwards have sufficient meteorological data collected to be considered good enough to use for studying inversions.

5.- Resumen

El Archipiélago Canario se localiza entre los 28° y 29° N, al oeste del continente africano. Por su situación geográfica debería reinar un clima seco y cálido, sin embargo, la presencia de los vientos alisios procedentes del norte y noreste que actúan entre el nivel del mar y los 1.500 metros de altitud, y por otro lado los vientos superiores ocasionados por la circulación general del oeste en altura dan lugar a un clima húmedo y con temperaturas medias de unos 20°C todo el año. A parte de los vientos hay que tener en cuenta que en el clima canario también actúa la corriente oceánica de El Golfo.

Las inversiones térmicas por subsidencia, que son las que nos atañen en este trabajo, son ocasionadas por el descenso de una masa de aire que se calienta de forma adiabática por el efecto de la presión. Cuando una masa de aire se hunde, se traslada a zonas de altas presiones y se produce una compresión y un aumento de la temperatura del aire. En algunos casos, la subsidencia se produce hasta un nivel determinado y entonces el aire diverge horizontalmente. Se observa entonces una inversión en la zona que separa las capas superiores, con aire que se hunde, recalentado, y las inferiores, en las cuales prácticamente no hay movimiento vertical.

El estudio de las inversiones térmicas a lo largo de los años muestra como las temperaturas han aumentado aproximadamente en 5°C en los últimos 30 años y, por otra parte, como el nivel en altura de la capa donde se produce la inversión térmica por subsidencia ha disminuido ligeramente. Esto se debe al cambio climático, que aunque es un proceso natural, la acción del hombre con la emisión de gases de efecto invernadero lo acelera. Esto conduce a un recalentamiento cada vez más acentuado de las capas inferiores de la atmósfera.

Por otro lado, las inversiones térmicas tienen lugar a menor altitud en los meses calurosos; en verano se aprecia como la capa de inversión térmica disminuye en altura y como en los meses más fríos asciende. La explicación a este hecho puede deberse a que cuando las capas superficiales están más calientes, la masa de aire que subsidencia tiene que recalentarse más para provocar una capa de inversión térmica por subsidencia. Por lo tanto, tendrá que descender lo suficiente para que el efecto de la presión de la masa de aire que queda por encima recaliente la masa más allá de la temperatura del aire superficial, que en verano será aún más caliente. No obstante, esto no está probado.

El trabajo se ha llevado a cabo a partir de los radiosondeos obtenidos de la base de datos de la Universidad de Wyoming desde el año 1973 en la estación de Santa Cruz de Tenerife, 60200 (de 1982 a 2002) y de Güimar, 60018 (de 2003 a 2012) . No obstante, para esa década y principios de los ochenta no habían datos suficientes para poder realizar un análisis de las inversiones térmicas, al mismo tiempo que para algunas fechas se tenían radiosondeos incompletos. Por ello, no se tienen en cuenta algunos años en el trabajo.

5.- Summary

The Canary Islands are located between 28° and 29° northwest of Africa. Given its geographical location the climate should be warm and dry. However, the presence of the trade winds from the north and northeast, acting between sea level and 1,500 meters, and upper winds, caused by general circulation of air in upper regions of the atmosphere in the west, lead to a humid climate with average temperatures of around 20 ° C all year round. We must also take into account the ocean currents of the Gulf, which affect the climate of the Canaries.

Subsidence inversions, which are what concern us in this paper, are caused by the descent of a mass of air that is heated adiabatically as a result of increased pressure. When a mass of air sinks

and moves to an area of higher pressure the air is compressed leading to an increase in the air's temperature. In some cases, subsidence occurs to a certain level and then the air diverges horizontally. Then, an inversion is observed in the area between the upper layers where sinking air is overheated and lower layers, where virtually no vertical movement.

The study of inversions over the years show that temperatures have risen about 5 ° C in the last thirty years and, moreover, the level height of the layer where the inversion is caused by subsidence has decreased slightly. This is due to climate change. Although the emission of greenhouse gases occurs naturally, human action has accelerated the process. Therefore, the lower layers have become hotter.

On the other hand, inversions occur at lower altitudes in the hot months; in summer it can be seen that the inversion layer decreases in height and that it rises in the coldest months. The explanation for this could be that when the surface layers are warmer, the air mass that subsides has to be reheated more causing an inversion layer by subsidence. Therefore, to produce an overheating beyond room temperature, the air mass must drop to a low enough level. Room temperature is hotter in summer than in winter. However, this isn't demonstrated.

Work has been carried out using data from radiosounding obtained from the database of the University of Wyoming since 1973, in Santa Cruz de Tenerife station, 60200 (1982 to 2002) and Güüimar station, 60018 (from 2003-2012). However, in the seventies and early eighties there was not enough data to perform an analysis of inversions and at the same time the radiosoundings were incomplete. Therefore some years were not taken into account in the results.

Abstract part 1

Over 99% of the mass of the atmosphere is concentrated in the first 40 km from the Earth's surface. The thickness of the gaseous layers is less at the poles than in tropical or equatorial regions because the atmosphere there is colder and therefore the layers contract when cooled. The standard lapse rate in the troposphere is $-6^{\circ}\text{C}/\text{km}$. There are about 1,300 radiosounding stations that perform measurements of pressure, wind, temperature and relative humidity between the ground and heights reaching almost 30 km. (Figure 2) The distribution of radiosounding centers are not regulated on the surface of the planet and the developed countries of the North (82%) are better covered than the deserts and oceans of the southern hemisphere (18%). A radiosounding is defined as a vertical scan of the atmosphere by radiosounding.

A skew $T - \log p$ plot is used to represent the vertical temperature profile. In Figure 3, two temperature profiles are seen, and for each one two vertical lines. The one on the right represents the ambient temperature profile and the left shows the profile of dew point temperature.

Thermal inversion is a meteorological phenomenon. It consists of an increase in temperature with height, contrary to the normal flow of air, from the lower layers of the atmosphere to the higher layers. In a normal atmosphere, the thermal gradient is approximately -6 degrees per kilometer in the nearest zone to the earth surface, that is, the troposphere.

A subsidence inversion is produced when a dry and warm air mass sinks to a lower level and meets a mass of moist and cold air.

In the presence of a anticyclone, the air moves toward a region of high pressure on surface (Figure 8). Surface winds away air from the lower layers and the empty space is occupied by air from the upper layers of air. The downward movement of air increases temperature and reduces the relative humidity, which is associated with the dissipation of cloudiness. The Canary Islands are dominated by the Azores anticyclone.

In some cases, the subsidence occurs to a certain level and then the air diverges horizontally. We then observe an inversion between the upper layers, where dry sinking air is overheated, and the lower layers, in which virtually no vertical motion occurs and the air is cold and wet.

The sinking air is heated by adiabatic compression, this means that in the process there is no exchange of energy as heat, and the temperature increase due to the pressure.

The Canary Islands have, on one hand, dry air caused by the general circulation of the west and in the other hand, moist air at the surface due to the effect of the trade winds. They usually blow up from northeast due to the rotation of the Earth. Wet and cold air also due to the sea. The sea is a substance with a high calorific value, and is able to absorb and give large amounts of heat without changing its temperature barely. Furthermore, the Canary current come from high latitudes (Gulf Stream), so the masses of water are colder. These currents are deflected to the right by the effect of the rotation of the Earth (Coriolis force).

When both air masses are in contact a transition zone could be produced. The surface air is blocked by a layer of air of a higher temperature, which stops it rising.

When the lower layers of the atmosphere are heated again or when unstable air masses are originated, the trapped air is heated and breaks the thermal inversion. Normal circulation flow is then restored.

Abstract part 2

The aim of this paper is to calculate and analyze the thermal inversion and thickness of the inversion layer between 500 and 1000 hPa in the Canary Islands for the last 30 years.

The data has been extracted from radiosounding data obtained in the Santa Cruz de Tenerife station, 60200 (1982 to 2002) and the Güümar station, 60018 (2003 to 2012) through the database at the University of Wyoming. For a long time the detection systems were very primitive and the records were poor without good approximation for a weather forecast or to make an analysis. From the soundings the study will take into account all possible thermal inversions that will take place in a single day. As can be seen in Figure 10 a single radiosounding inversion is not necessarily detected. In this example we see that there is an inversion between levels [553-643] meters, [1011-1096] meters, [1326-1423] meters and [1970 -2033] meters. What criterion was then followed to decide which layer was most convenient to choose to study subsidence inversions?

At this point of the analysis, the values of relative humidity were used. This meteorological parameter accounts for the amount of water vapor contained in the mass of air in relation to the amount of water vapor that could be contained in that volume at saturation.

As already mentioned, the subsidence inversions in the Canary Islands are caused by two air masses. On the one hand, the mass of air lower is cold and moist, and on the other the upper mass is warm and dry due to the Azores's anticyclone. The criterion is to choose a layer that submits a higher relative humidity difference between the base and the top of the stratum inversion. This means there is real contact layer between the two air masses of interest.

Bibliografía

- Xunta de Galicia, Consellería de medio ambiente, territorio e infraestructuras. *Meteogalicía*.
- MetEd - University Corporation for Atmospheric Research, [Web en línea]
- *Meteored*, [Web en línea]
- Cuadrat, J.M y Pita M. F., *Climatología*, Edición Cátedra, Madrid,2009 .
- Mariano Sidrach de Cardona Ortín y José Antonio Molina Bolívar, *Fundamentos de Termodinámica*, Servicio de Publicaciones Universidad de Málaga, 2002.
- Günter D. Roth, *Meteorología*, Ediciones Omega, S.A., Barcelona, 2003.
- Mauricio L. G., Juan Antonio E. B y Manuel A. P., *Satélites de Teledetección para la Gestión del Territorio*, Edición Satelmac, Universidad de la Laguna, 2012.

