

Universidad de La Laguna

Facultad de Ciencias

Trabajo de Fin de Grado:

**ESTUDIO DE LA ESTRUCTURA TERMODINÁMICA DE LA
BAJA TROPOSFERA EN CANARIAS BAJO LA INFLUENCIA DE
INVASIONES DE AIRE SAHARIANO**

Realizado por

José Carlos Oramas Rodríguez¹

Supervisado por

Juan Carlos Guerra García²

¹Grado en Física, Universidad de La Laguna

²Departamento de Física, Universidad de La Laguna

Resumen

Este trabajo pretende abordar el estudio de las modificaciones que sufre la estructura termodinámica de la troposfera sobre Canarias en episodios en los que cambian de las condiciones atmosféricas habituales, como es el caso de las advecciones de aire procedente de África. Se analizará especialmente las condiciones de la baja troposfera donde se localizan las inversiones térmicas generadas por la subsidencia y por el tope de la capa de mezcla marina. En este sentido debemos destacar que el estudio se diferenciará entre invasiones correspondientes a los meses cálidos de las invasiones que ocurren en los meses fríos, puesto que sus características son diferentes (altura, temperatura, concentración de polvo en suspensión, etc.). Además la estructura térmica vertical también es diferente en diferentes épocas del año, manifestando una fuerte estacionalidad que está asociada a los grandes patrones de circulación general que la generan. Para realizar esta tarea se cuenta con una importante base de datos correspondiente a la estación de radiosondeos de Canarias (estación #60018). Así mismo se dispone de los estudios de caracterización de invasiones de aire sahariano que el Centro de Investigaciones Atmosféricas de Izaña realiza rutinariamente.

Abstract

This work aims to study the modifications of the thermodynamic structure of the troposphere on the Canary Islands in episodes in which they change from the usual atmospheric conditions, as is the case of air advections from Africa. The conditions of the low troposphere where the thermal inversions generated by the subsidence and the top of the layer of marine mixture will be analyzed. In this sense, we must emphasize that the study will differentiate between invasions corresponding to the warm months of the invasions that occur in the cold months, since their characteristics are different (height, temperature, concentration of dust in suspension, etc.). In addition, the vertical thermal structure is also different at different times of the year, manifesting a strong seasonality that is associated with the large general circulation patterns that generate it. To carry out this task, an important database corresponding to the radiosonde station of the Canary Islands (station # 60018) is available. Also available are the studies of characterization of air invasions of the Sahara that the Center for Atmospheric Research of Izaña routinely performs.

Índice

Universidad de La Laguna.....	1
1. Introducción.....	4
1.1. Antecedentes, objetivos y motivación.....	4
1.2. Estructura térmica vertical de la atmósfera.....	4
1.3 Estabilidad.....	6
1.3.1 Estudio de la estabilidad: Método de la parcela.....	7
1.3.1.1 Estabilidad en una Atmósfera de Aire Seco.....	7
1.3.1.2 Estabilidad en una Atmósfera de Aire Saturado.....	8
1.3.1.3 Inestabilidad Condicional.....	8
1.3.2 Estabilidad de la troposfera subtropical. Inversiones Térmicas.....	8
1.4 Invasiones de aire sahariano en Canarias.....	10
2. Área de estudio y metodología.....	11
2.1 Condiciones climáticas de la región subtropical sobre Canarias.....	11
2.2 Base de datos, métodos y técnicas numéricas.....	11
2.2.1 Sondeos meteorológicos.....	12
2.2.2. Mapas sinópticos.....	12
2.2.3 Tratamiento de datos.....	12
2.2.3.1 Montaje de las imágenes.....	13
2.2.4 Identificación de invasiones de aire sahariano.....	14
3. Resultados y discusión.....	15
3.1. Invasiones de invierno.....	15
3.2. Invasiones de verano.....	18
4. Conclusiones y proyectos futuros.....	21
4.1. Proyectos futuros.....	27
5. Bibliografía.....	27

1. Introducción

In this chapter we are focused in the state of art of the project, first explaining the vertical structure of the atmosphere, the concept of stability, characteristic and the way to study if it is an air dry mass or a saturated air mass, finally we talk about the saharian invasions in the Canary Islands

Una de las características más destacadas de la baja atmósfera sobre la región subtropical en la que se sitúan las Islas Canarias, es su fuerte estratificación vertical, resultado de un conjunto de factores asociados la circulación atmosférica a gran escala, entre los que podemos destacar la presencia de la rama descendente de la célula de Hadley, la proximidad de litoral africano y la corriente oceánica fría de la región (Fig. 1.1).

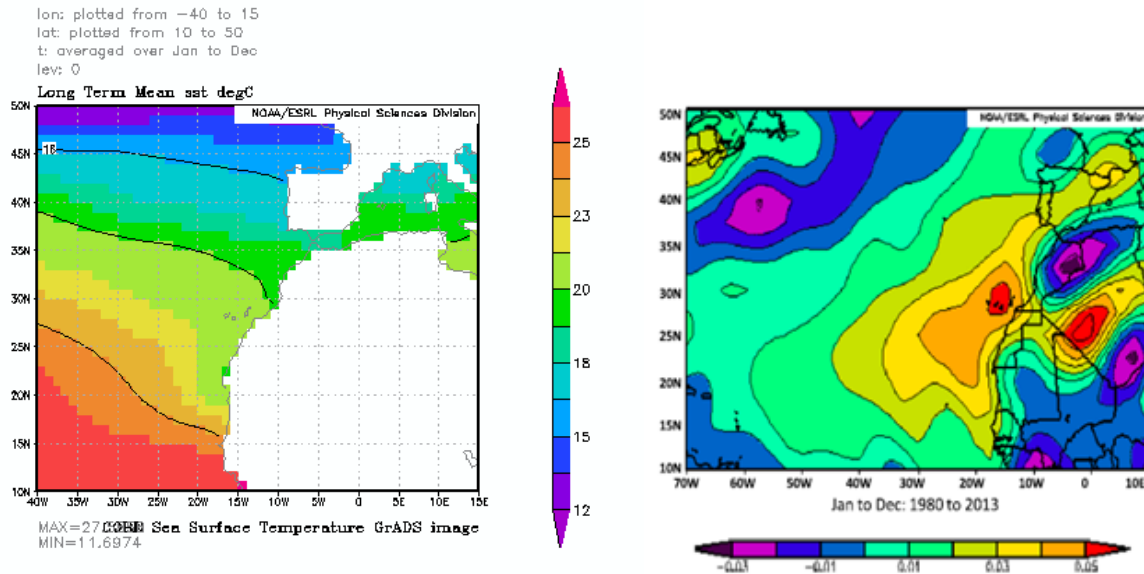


Fig.1.1. Situaciones sinópticas de la región de estudio con datos de reanálisis. (a) Temperatura superficial del mar (SST). b) Subsidencia en Pa/s. Fuente: U.S. Department of Commerce | National Oceanic and Atmospheric Administration Earth System Research Laboratory | Physical Sciences Division (<http://www.esrl.noaa.gov/>)

1.1. Antecedentes, objetivos y motivación

Los estudios realizados hasta el momento y que han dado lugar a varias publicaciones, han determinado las características fundamentales de la estructura térmica vertical. Sin embargo no se han analizado con detalle las modificaciones de tal estructura vertical bajo determinadas condiciones atmosférica especiales, como advecciones de procedencia septentrional, gotas frías en altura, etc., las cuales previsiblemente modifican las condiciones termodinámicas con la altura.

Este trabajo se enmarca dentro de una de las líneas de investigación que se desarrolla en el Dpto. de Física en colaboración con el Centro de Investigaciones Atmosféricas de Izaña y que se centran en el estudio de la estructura termodinámica de la troposfera en la región subtropical sobre Canarias.

1.2. Estructura térmica vertical de la atmósfera

La atmósfera terrestre presenta una estructura vertical muy estratificada asociada a su alta compresibilidad y a la distribución de los componentes del aire y su interacción con la radiación solar y terrestre. Esta estratificación se manifiesta marcadamente en algunos parámetros termodinámicos tales como la temperatura, cuyas variaciones verticales influyen decisivamente en las propiedades de la atmósfera a diferentes niveles. Las variaciones de la temperatura con la altura

nos permiten dividir la atmósfera en una serie de capas cuya nomenclatura fue propuesta en 1960 por la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica.

La región inferior, llamada troposfera, que etimológicamente viene a significar esfera del cambio por tener lugar en la misma cambios de naturaleza meteorológica (en ella se dan la mayoría de los fenómenos meteorológicos), se caracteriza porque la temperatura disminuye con la altura de manera casi constante, en una proporción que puede llegar a ser de $10^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Su estructura térmica es consecuencia de la transparencia del aire a la radiación solar (la cual puede alcanzar la superficie y calentarla) y de la opacidad del vapor de agua y otros gases de efecto invernadero a la emisión infrarroja de la superficie, provocando, ayudada por los movimientos convectivos, un calentamiento de los niveles bajos. En la troposfera se encuentra aproximadamente el 80% de la masa de la atmósfera terrestre y prácticamente todo el vapor de agua, el CO_2 y los aerosoles atmosféricos

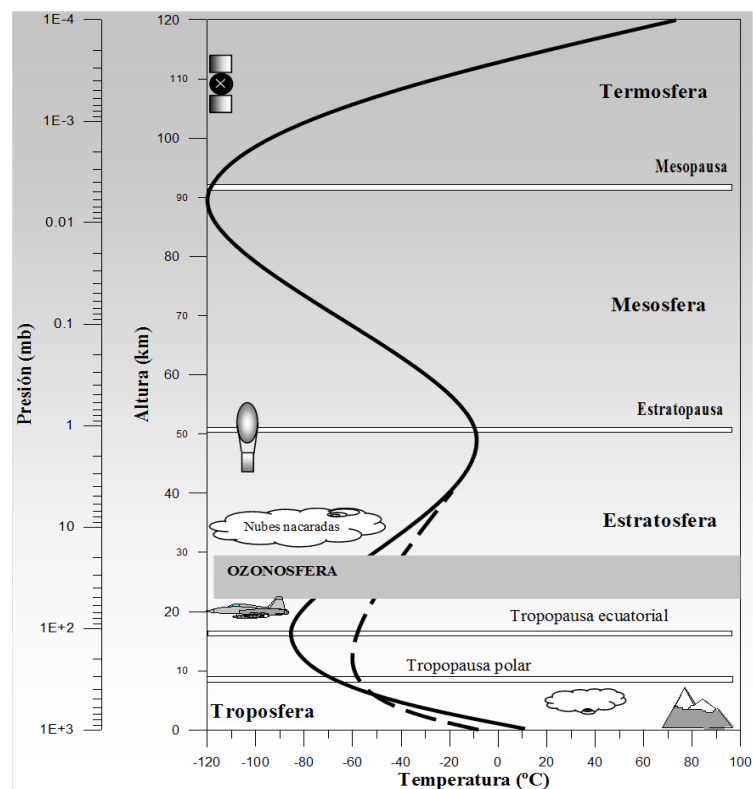


Fig 1.2. Estructura vertical de la Atmósfera Terrestre hasta unos 120 km de altura (Guerra et. al, 2002).

Puede ocurrir en esta capa y a diferentes alturas que durante unos cientos de metros la temperatura aumente, dando lugar a lo que denominamos inversiones térmicas que se generan como consecuencia de procesos meteorológicos diversos. Estas capas de fuerte estabilidad tienen una gran importancia en meteorología actuando como bloqueo de los movimientos convectivos de niveles inferiores.

Esta primera capa atmosférica presenta una estructura característica con dos regiones bien diferenciadas, la capa límite planetaria (PBL, por sus siglas en inglés: “Planetary Boundary Layer”; o ABL, “Atmospheric Boundary Layer”, como también suele denominarse) y la que se extiende sobre ella, la troposfera libre (FT, por sus siglas en inglés: “Free Troposphere”). La PBL es la capa en contacto con la superficie terrestre e influenciada por la misma, respondiendo a forzamientos

superficiales en tiempos de escala entorno a una hora. Se trata de una capa de unos 600-800 metros de altura, si bien su espesor puede variar en función de numerosos factores como pueden ser la topografía, intensidad del viento, advección de calor y humedad, grado de calentamiento o enfriamiento del suelo, etc.. En dicha capa, la elevación convectiva de burbujas de aire al calentarse en contacto con la superficie rugosa del suelo hace que se cree una mezcla turbulenta de aire favoreciendo el fenómeno de difusión y transporte de energía y materia hasta un nivel delimitado normalmente por la presencia de una discontinuidad térmica, a partir de la cual, el comportamiento de la atmósfera no está sujeto a dichos intercambios turbulentos. Estas discontinuidades térmicas o inversiones de temperatura, actuarían como superficies de discontinuidad entre las dos masas de aire distintas: la que se encuentra dentro de la capa de mezcla y la que se encuentra por encima de dicha capa o troposfera libre. En la troposfera libre el viento es aproximadamente geostrófico, es generalmente no turbulenta y con gradientes verticales de temperatura de $0'65^{\circ}\text{C}/\text{m}$ en promedio (Stone y Carlson, 1979).

El límite superior de la troposfera se denomina tropopausa y su localización en altura y su temperatura dependen de la latitud y de la época del año. Así como en el ecuador la tropopausa se sitúa a unos 18 km de altura y a -80°C de temperatura; en latitudes medias la altura de la tropopausa puede alcanzar los 12 km, mientras que en las regiones polares no sobrepasa los 8 km y la temperatura sólo disminuye hasta los -50°C . La siguiente capa sobre la tropopausa se caracteriza por un aumento de la temperatura con la altura. Esta estructura térmica facilita la estratificación a todos los niveles por lo que se le denomina **estratosfera**, aunque no quiere decir que la reducida turbulencia de la capa no pueda producir una mezcla homogénea en la misma como se creía originariamente. El aumento de la temperatura con la altura en esta zona está íntimamente relacionado con la intensa absorción por parte del ozono (estratosférico) de radiación solar ultravioleta. El límite superior de esta zona, denominado estratopausa se encuentra a unos 50 km de altura, donde la temperatura es de aproximadamente unos 0°C .

Desde la estratopausa hasta los 85 km aproximadamente la temperatura vuelve a disminuir de nuevo, como consecuencia de la menor absorción de radiación UV solar por parte de la molécula del ozono y del oxígeno molecular. En esta región, que recibe el nombre de **mesosfera** se llegan a alcanzar las temperaturas más bajas de la atmósfera, cercanas a los -100°C o inferiores. Hasta la mitad de esta capa pueden penetrar rayos cósmicos y fotones muy energéticos procedentes del sol, dando lugar a la ionización de los átomos y moléculas de aire (Ionosfera).

Por encima de la mesosfera y separadas por la mesopausa, comienza un nuevo aumento de la temperatura, que define la existencia de la **termosfera**. Este nuevo calentamiento es debido a la absorción de radiación UV muy energética por parte del O_2 y el N_2 fundamentalmente. Aunque la energía puesta en juego en estos procesos es despreciable frente a la que tiene lugar en la estratosfera, la baja densidad del aire hace que la temperatura se eleve hasta alcanzar los 250°C e incluso los 800°C en los momentos de máxima actividad solar, bien entendido que el concepto de temperatura es casi matemático.

1.3 Estabilidad

Los movimientos verticales en la atmósfera constituyen un mecanismo de transporte vertical turbulento de gran importancia en la distribución de la temperatura con la altura. A esta distribución vertical contribuyen también algunos procesos radiativos, aunque en algunos casos este último mecanismo puede ser algunos órdenes de magnitud inferior al primero. La estabilidad es una propiedad del aire que describe su tendencia a permanecer en su posición original, estable, o a elevarse, inestable. La estabilidad de la atmósfera está regulada por la temperatura en diferentes

niveles, lo que determina el gradiente ambiental de temperatura, que es el gradiente real o actual de temperatura de la atmósfera.

1.3.1 Estudio de la estabilidad: Método de la parcela

El método de la parcela para estudiar la estabilidad vertical de la atmósfera (estabilidad estática) se basa en las hipótesis que se definen el modelo de la parcela, según el cual se estudiarán los desplazamientos verticales suponiendo que la parcela de aire no se mezcla con el aire circundante y que este se encuentra en equilibrio hidrostático, permaneciendo en reposo (Guerra et al., 2002). Sin embargo en algunos casos la mezcla de la parcela con el aire de los alrededores puede ser importante, por lo suelen considerarse estos efectos por separado (efecto de arrastre o entrainment). Generalmente siempre se parte de un punto en el que la parcela se encuentra en equilibrio con los alrededores, es decir, que es una parte más de la atmósfera igual que cualquier otra a este mismo nivel, y se estudiará su movimiento cuando la sometemos a desplazamientos verticales infinitesimales. Si al someter a una parcela de aire a un pequeño desplazamiento las fuerzas existentes tienden a hacer que la parcela vuelva a su nivel de partida, se dice que la atmósfera está en equilibrio **estable**; si después de este desplazamiento la parcela tiende a alejarse de su posición de equilibrio inicial decimos que la atmósfera está en equilibrio **inestable**; y si no ocurre ninguna de las dos cosas, es decir, que la parcela se mantiene en el punto al que la hemos desplazado esto significa que las fuerzas netas totales son nulas, se dice que la atmósfera se encuentra en equilibrio **indiferente o neutro**.

1.3.1.1 Estabilidad en una Atmósfera de Aire Seco

Supongamos una parcela de aire seco o húmedo no saturado, en equilibrio con el medio exterior tal que $T_0 = T'_0$ sea la temperatura de esta parcela que comienza la ascensión. A una altura dz , su temperatura será $T_{dz} = T_0 - \Gamma_d dz$ y la del medio $T'_{dz} = T_0 - \Gamma dz$. Las diferencias de temperatura en este punto vendrán dadas por:

$$(T' - T)_{dz} = (\Gamma_d - \Gamma) dz$$

La expresión anterior nos permite obtener conclusiones inmediatas acerca de la estabilidad.

- Si $\Gamma < \Gamma_d$, el primer término de la expresión anterior tendrá el mismo signo que dz , es decir, que si la masa de aire sube ($dz > 0$) entonces la parcela de aire se encontrará rodeada de aire más caliente y tenderá a bajar; si baja ($dz < 0$) se encontrará con aire más frío y tenderá a subir; es decir, que la parcela tenderá a retornar al nivel de equilibrio. En este caso estamos en condiciones de **estabilidad o estabilidad estática positiva**.
- Si $\Gamma > \Gamma_d$, el primer término de la expresión tendrá signo contrario a dz , es decir, que si la parcela sube ($dz > 0$) la parcela estará más caliente que los alrededores y tenderá a seguir subiendo; en caso de que baje ($dz < 0$) la parcela estará más fría que el medio y tenderá a seguir bajando. En estos casos la parcela tiende a alejarse de este punto de equilibrio y hablamos de **inestabilidad o estabilidad estática negativa**.
- Por último si $\Gamma = \Gamma_d$, lo que se conoce como estratificación adiabática, la parcela y el medio tendrán la misma temperatura con lo que los movimientos verticales no se verán perturbados por el gradiente térmico y hablamos de neutralidad o **estabilidad neutra o indiferente**.

1.3.1.2 Estabilidad en una Atmósfera de Aire Saturado

De igual forma se estudiaría la estabilidad para una atmósfera de aire saturado sin más que sustituir el gradiente adiabático seco por el gradiente adiabático saturado. Así, los criterios de estabilidad quedarían:

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

Cuando el gradiente adiabático saturado coincide con el gradiente térmico vertical se dice que la atmósfera presenta una estratificación pseudoadiabática.

1.3.1.3 Inestabilidad Condicional

Supongamos ahora un sistema en el que el gradiente térmico vertical se encuentra entre el gradiente adiabático seco y el saturado de forma que $\Gamma_d > \Gamma > \Gamma_s$. Si la masa de aire fuera seca, como el gradiente adiabático seco es mayor que el gradiente térmico vertical se tendría estabilidad. Mientras que si la masa fuera de aire saturado, como $\Gamma > \Gamma_s$ estaríamos en un caso de estabilidad estática negativa, es decir la atmósfera sería inestable para una masa de aire saturada. En este caso se habla de *inestabilidad condicional o estabilidad condicional*.

1.3.2 Estabilidad de la troposfera subtropical. Inversiones Térmicas

La estructura vertical de la baja troposfera en las regiones subtropicales está caracterizada por la presencia de fuertes capas de inversiones térmicas y de humedad que ocupan un amplio rango de alturas y que son debidas a diferentes mecanismos, tales como: **(i)** las inversiones superficiales asociadas al enfriamiento radiativo de la superficie durante la noche; **(ii)** la inversión de la capa límite marina (MBL), cuya inversión trae consigo una fuerte estabilidad estática que reduce la mezcla vertical; **(iii)** la inversión producida por la subsidencia de la rama descendente de la célula de circulación de Hadley, siendo esta la típica inversión producida en las regiones donde sopla en alisio en superficie (TWI, debido a su nombre en inglés Trade Wind Inversion), vientos que surcan las regiones subtropicales de los océanos; **(iv)** la inversión de temperatura en los 0°C, que corresponde con el incremento de la estabilidad cerca del nivel de los 0°C debido a los procesos de fusión que se producen en las regiones de lluvias estratiformes; **(v)** las capas de gran altura cuya estabilidad es potenciada con el límite de la capa de polvo cálido y seco confinado verticalmente en una capa de mezcla con un espesor de entre 4-5 Km, un gran ejemplo de esto es la capa de aire sahariano que se observa frecuentemente en verano.

Un gran porcentaje de los sondeos realizados en las regiones subtropicales muestran múltiples inversiones. Además la mayoría de estas estas capas de alta estabilidad se pueden encontrar juntas en algunos casos particulares, como el mostrado en la figura 1.3.

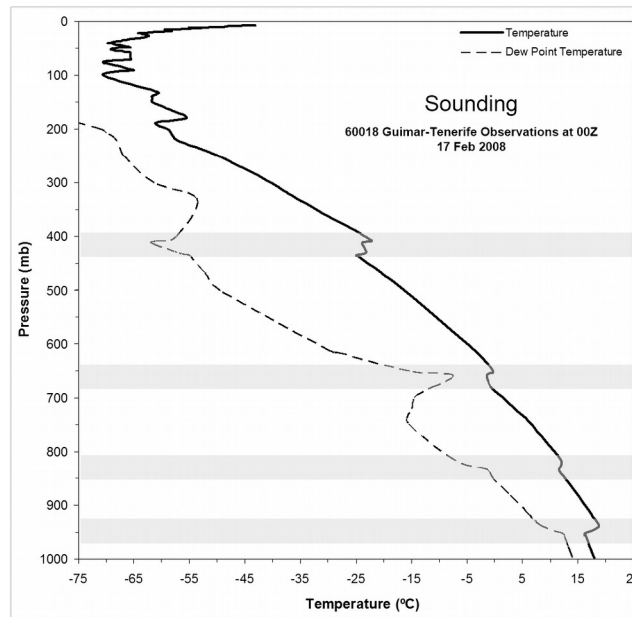


Figura 1.3. Perfil de la temperatura en la estación de Tenerife, a las 0000 UTC, el 17 de febrero de 2008. Muestra capas profundamente estables en un amplio rango de altura.

De gran importancia, debido al impacto que tienen en el clima y en el tiempo atmosférico, son las inversiones que se produce a nivel inferior, especialmente por debajo de la inversión de los 0°C, que están relacionadas con la formación de capas duraderas de estratocúmulos y cúmulos que afectan significativamente la el balance de energía y radiación de la atmosfera y el océano. Muchas de estas inversiones están relacionadas con el límite de la MBL, que usualmente se identifica mediante un rápido incremento de la temperatura y un descenso de la humedad en su paso hacia la atmosfera libre. Otras inversiones están relacionadas con el efecto a gran escala de la rama descendente de la célula de Haley sobre el cinturón de los vientos alisios, denominadas inversiones térmicas de subsidencia (Carrillo et al., 2016).

Las inversiones térmicas de subsidencia tienen un origen dinámico y no radiativo o advectivo, aunque no podemos descartar que no influyan en cierta medida los fenómenos de radiación. Son consecuencia de la deformación adiabática de los estratos de aire en los procesos de subsidencia (ver anexo I). Estas inversiones se encuentran generalmente en las cercanías de las altas presiones subtropicales, detrás de los frentes fríos (subsidencia postfrontal), a altas latitudes (zonas polares y zonas continentales en invierno) y detrás de sistemas convectivos mesoescalares. Particularmente importantes por su persistencia son las inversiones generadas por la subsidencia en las ramas descendentes de las células de la circulación general atmosférica que generan en superficie los cinturones de altas presiones.

En las regiones subtropicales, como por ejemplo Canarias, es típico (frecuencia de más del 90%) encontrar en los sondeos verticales inversiones debidas a la subsidencia generada por la rama descendente de la célula de Hadley, la cual en superficie provoca una zona de altas presiones localizada en nuestra longitud en las inmediaciones de las Azores (anticlón de las Azores, Dorta, 1999). Estas inversiones suelen cubrir grandes extensiones, teniendo en cuenta la escala sinóptica del mecanismo dinámico al cual están asociadas. La subsidencia casi nunca continúa hasta la superficie terrestre ya que cerca del suelo siempre hay procesos de mezcla turbulenta que origina que las inversiones se sitúen en altura, generalmente entre 500 y 1500 metros. Además es típica la forma de la curva de la temperatura del punto de rocío con un máximo en la base de la inversión; este aumento de la saturación del aire en este nivel se explica porque la inversión supone una

barrera para las corrientes verticales cargadas de humedad que en algunos casos han superado el nivel de condensación por ascenso antes de alcanzar este nivel. Se puede formar así una capa de estratocúmulos justo debajo de la inversión que se conoce como el nombre de “mar de nubes”. Por encima de la inversión la humedad decrece bruscamente debido a que la inversión aísla la capa superior de la fuente de humedad inferior y por el calentamiento adiabático que genera la subsidencia. Esta anomalía en la variación vertical de temperatura tiene importantes consecuencias desde el punto de vista del tiempo atmosférico en aquellas regiones donde se observan casi permanentemente, tales como en las regiones subtropicales.

1.4 Invasiones de aire sahariano en Canarias

La proximidad del archipiélago a las costas africanas permite la llegada de masas de aire muy cálido y seco generalmente acompañadas con grandes cantidades de partículas de polvo en suspensión que reciben el nombre de “Invasiones de aire Sahariano”, “Calima” o “Tiempo Sur”, las cuales modifican drásticamente la atmósfera sobre las islas. Las invasiones de aire sahariano en Canarias son comunes en verano, aunque también se dan en invierno, siendo las configuraciones sinópticas diferentes en ambas estaciones (Dorta 1999, Font Tullot, 2000). En invierno se produce la intrusión generalmente por el flanco meridional de un anticiclón localizado en el Mediterráneo occidental (península Ibérica, Suroeste de Europa, o Magreb), o bien por una entrada en cuña del anticiclón atlántico hacia esta región, acompañado, en ocasiones, por una depresión relativa en la costa africana. En el verano, la responsable de este tipo de tiempo, es la depresión térmica continental sahariana cuando se dispone de manera zonal (Fig. 1.4). Desde el siglo XVII se tienen registros de crónicas sobre episodios africanos importantes en Canarias, aunque no fue hasta el siglo XIX que las descripciones tuvieron valor científico. En 1833, Charles Darwin contribuyó a estos estudios del polvo africano con su descripción del polvo depositado en las velas de los veleros cuando participaba en una expedición a lo largo de la costa a bordo del buque oceanográfico H.M.S. Beagle, determinando el origen de dicho material particulado. Desde los años noventa ha habido un creciente interés en el impacto medioambiental del polvo atmosférico en las islas Canarias, centrado en muchos casos en los efectos sobre los ecosistemas por deposiciones secas y húmedas o en el análisis de la variabilidad estacional e interanual.

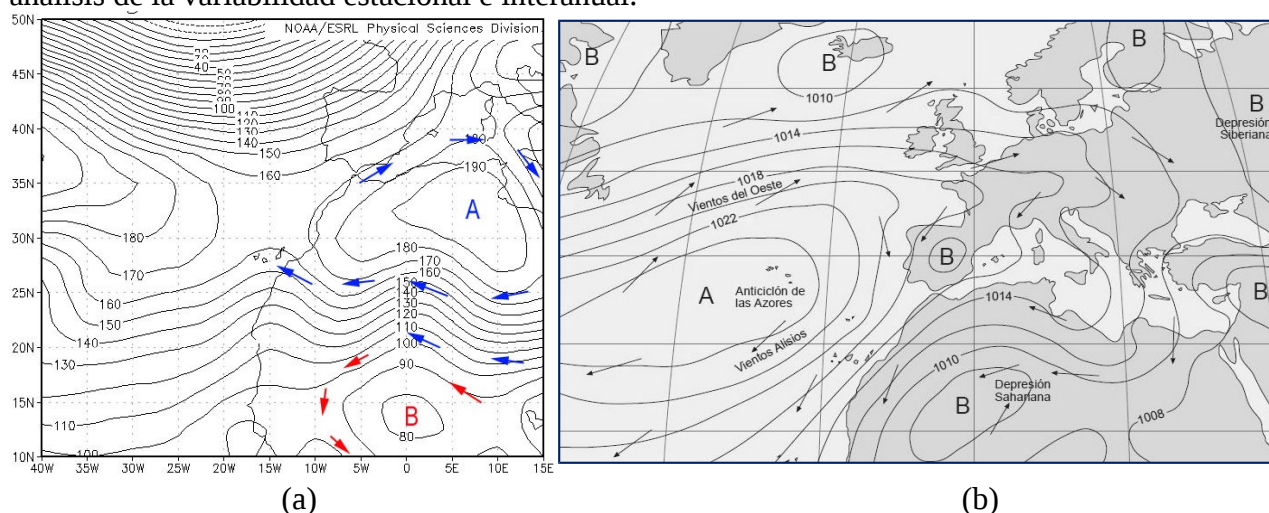


Fig. 1.4. Situaciones sinópticas de entrada de material particulado procedente del Sáhara: (a) situación de invierno; (b) situación de verano.

Algunos estudios realizados recientemente en Canarias (Guirado, 2015), han establecido una climatología de las invasiones de aire sahariano en Canarias y han identificado varios escenarios

posibles (Fig. 1.5): CS, sin invasiones de aire sahariano; S1, invasión en altura y dentro de la capa de mezcla; S2, invasión en altura; S3, invasión sólo a niveles bajos dentro de la capa límite planetaria.

Los escenarios S1 y S2 ocurren, principalmente, durante los meses de verano, mientras que el escenario S3 se observa a final de otoño e invierno, con una capa de mezcla compuesta por aerosoles marinos y polvo.



Fig.1.5. Distintos escenarios de la atmósfera de Canarias con o sin intrusiones de aire sahariano.

2. Área de estudio y metodología

In this chapter we talk about the climatic conditions of the Canary Islands, explaining the differences between the islands and the regions with the same localitation. Also explaining who we get the soundings and all the calculations that are done with them, such as grafics of Pressure and Temperature, Pressuere-Wind direction etc...

2.1 Condiciones climáticas de la región subtropical sobre Canarias

El archipiélago de Canarias se encuentra entre las coordenadas 27° 37' y 29° 25' latitud norte y 13° 20' y 18° 10' longitud oeste. Esta situación geográfica (cercanía a las costas africanas, norte del desierto del Sahara), así como el hecho de que las costas de Canarias están bañadas por la corriente Fría de Canarias (corriente que se forma a partir de la Corriente del Golfo, que al llegar a las Azores se divide en dos, uno cálido que asciende hacia el norte y uno frío que desciende hacia el norte de África y Canarias), hacen que en este archipiélago exista un clima tropical con características peculiares. A pesar de su proximidad al continente africano el clima de las Islas Canarias, y específicamente Tenerife (la mayor y más alta Isla del archipiélago canario), es diferente al esperado por su latitud, debido a la fuerte influencia de los vientos alisios relativamente húmedos del noreste (Mestre-Barcel et al. 2012). Para estos vientos alisios, la elevación orográfica origina que las masas de aire asciendan a medida que se encuentran con un terreno más elevado, enfriándose y condensando en nubes orográficas. Los vientos alisios originan un manto de nubes de estratocúmulos cuasi permanente (llamado localmente "mar de nubes"), más frecuente e intensa en verano (Tullot, 1956; Marzol, 2001). Los eventos de precipitación en Canarias solo se producen cuando las perturbaciones logran romper la capa de inversión, siendo el relieve el principal factor que afecta a la distribución de las precipitaciones locales (García Herrera, et al., 2001).

2.2 Base de datos, métodos y técnicas numéricas

El estudio vertical de la atmósfera y su modificación bajo determinados episodios atmosféricos relevantes para la meteorología y climatología de la región subtropical donde se encuentra Canarias se basaron fundamentalmente en el análisis de datos de radiosondeos, concretamente en la estación #60018 en Güímar y del análisis de invasiones de aire sahariano realizados por la Agencia Estatal de Meteorología dentro del marco del "Acuerdo de Encomienda de Gestión entre el Ministerio de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente y la Agencia Estatal Consejo Superior de

Investigaciones Científicas para la realización de trabajos relacionados con el estudio y evaluación de la contaminación atmosférica por material particulado y metales en España”. Además se analizó la situación sinóptica media durante los días de la invasión con el fin de explicar las características de la misma.

2.2.1 Sondeos meteorológicos

Una radiosonda es un dispositivo que se eleva con la ayuda de globos meteorológicos y que permite medir parámetros atmosféricos durante su ascenso y transmitirlos por radio a equipos informáticos que almacenan las variables en tiempo real, a una frecuencia reservada de 403 MHz. El globo, lleno de helio o hidrógeno, eleva la radiosonda a través de la atmósfera alcanzando una altura aproximada de 30.000 metros antes de estallar debido a las bajas presiones del aire externo en esa altitud. Las variables más importantes medidas por las radiosondas actuales son: presión, altura, temperatura, humedad, velocidad y dirección del viento, de las que se extraen los siguientes parámetros: temperatura del punto de rocío, razón de mezcla, y temperatura potencial, temperatura potencial equivalente y temperatura potencial virtual. Las medidas de temperatura, presión y humedad se realizaron con radiosondas Vaisala RS92. La velocidad y dirección del viento se midieron por GPS que ofrecen una resolución de 0.1 ms⁻¹ (Jaatinen y Kajosaari, 2000). Dado que la velocidad de ascenso típica del globo de la radiosonda es de 5 m s⁻¹, la resolución vertical promedio para datos brutos es de 30 m para la temperatura y la humedad relativa, y 150 m para las mediciones del viento; siendo lo suficientemente buenas para nuestros propósitos.

Los datos de radiosondeos utilizados para realizar este estudio han sido proporcionados por la Universidad de Wyoming (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>). Los sondeos tienen una resolución temporal de 12 horas (a las 00 y 12UTC). Para la realización del presente estudio se han analizado los datos correspondientes a tres años consecutivos 2014, 2015 y 2016.

La rutina de extracción de datos fue programada en Python, la cual utilizando un bucle descargaba todos los ficheros que se necesitaban para el estudio y se clasificaban según la época del año (para separar las invasiones de verano de las de invierno). Así mismo para los meses de invierno y verano se hace una separación para cada uno de los episodios de invasiones. Hemos de mencionar que el servidor de la página de Wyoming estuvo inoperativo durante varias semanas, por lo que se retrasó la adquisición de todos los datos.

2.2.2. Mapas sinópticos

Las invasiones de aire sahariano en Canarias se producen bajo diferentes situaciones sinópticas como se comentó en el apartado 1.4. Con el fin de aportar algo más de información que nos permitiera explicar la diferencias encontradas en los perfiles verticales, se analizaron mapas sinópticos de la región que comprende Canarias, desde los 10 °N de latitud hasta los 50 °N y desde la longitud de 45W a 15 E. Para ello se recurrió a datos de reanálisis del NCEP (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.html>).

2.2.3 Tratamiento de datos

Para el tratamiento de los datos se programó una rutina en *python* que nos permitiera leer todos y cada uno de los ficheros, desechando los días con sondeos erróneos, es decir, que estuviesen incompletos y/o tuvieran saltos significativamente grandes en altitud o simplemente no existiera el sondeo, a la vez que permitiera separar la variables elegidas haciendo las representaciones que

consideramos necesarias. Las variables con las que trabajamos fueron básicamente la temperatura y la temperatura del punto de rocío. Estas son las que mejor muestran la estructura termodinámica vertical y las capas de estabilidad con la altura, a la vez que nos permiten diferenciar la capa de mezcla marina (MBL, Marine Boundary Layer, de su siglas en inglés) y capas con presencia de aire seco procedente del Sáhara. Como variable de altura se utilizó la presión en hPa (ejemplo en Fig. 2.1). Se realizó dicha representación para todos y cada uno de los sondeos.

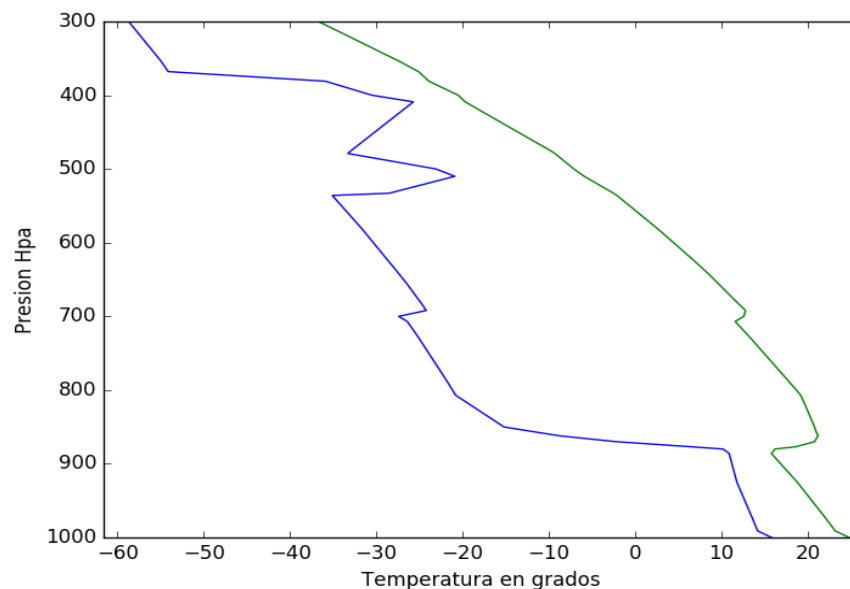


Fig. 2.1. Grafica obtenida el día 23 de agosto de 2015. En ella se representa la temperatura del punto de rocío (azul) y la temperatura ambiente (verde) en función de la altura.

2.2.3.1 Montaje de las imágenes

Una vez obtenidas las gráficas correspondientes a cada uno de los sondeos, se optó por una representación conjunta de las mismas para cada periodo de invasión, con el fin de mostrar gráficamente las posibles variaciones de la estructura térmica vertical con la llegada de la masa de aire Sahariano (ejemplo en la Fig. 2.2). Para ello se utilizó el editor de imágenes GIMP. Fue necesario utilizar un editor de imágenes ya que resulta prácticamente imposible la elaboración de un programa que consiga juntar todas las gráficas obtenidas debido a la gran cantidad de datos distintos que se obtienen, y que estos a su vez no siguen un patrón estable que nos permita determinar una separación idónea entre cada una de las imágenes y así evitar la superposición de las misma en algún punto.

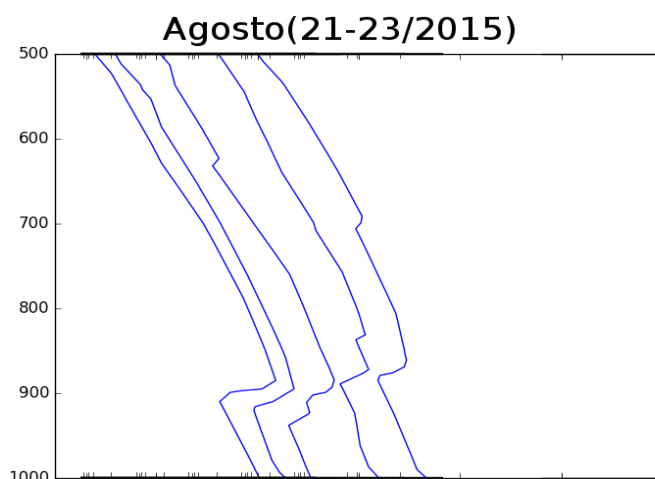


Fig. 2.2. Composición obtenida al realizar el montaje con las gráficas de la invasión del 21-23 de agosto de 2015.

2.2.4 Identificación de invasiones de aire sahariano

Para identificar las invasiones de aire sahariano se recurre a la base de datos (Fig. 2.3) del Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente del Gobierno de España (“Acuerdo de Encomienda de Gestión entre el Ministerio de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente y la Agencia Estatal Consejo Superior de Investigaciones Científicas para la realización de trabajos relacionados con el estudio y evaluación de la contaminación atmosférica por material particulado y metales en España”), donde se detallan todos y cada uno de los episodios de presencia de aerosoles en España.



ENERO 2015

ENERO 2015									
	CANARIAS	SUROESTE	SURESTE	LEVANTE	CENTRO	NOROESTE	NORTE	NORESTE	BALEARES
COMBUSTIÓN BIOMASA									
EUROPEO SULFATOS									
AFRICANOS	1-5 9-15 26								

FEBRERO 2015

FEBRERO 2015									
	CANARIAS	SUROESTE	SURESTE	LEVANTE	CENTRO	NOROESTE	NORTE	NORESTE	BALEARES
COMBUSTIÓN BIOMASA									
EUROPEO SULFATOS									
AFRICANOS		10-12	10-11	11-12	11-12			12	

Fig. 2.3. Imagen del formato utilizado por el Gobierno de España para presentar los datos de la presencia de aerosoles en el territorio nacional

Nuestro estudio se centrará en los episodios de invasiones de aire sahariano en Canarias. Hemos de decir que en algunos casos la invasión mostrada en el calendario era muy leve en el primer día o en el último por lo que se descartaban estos datos al considerarse que no guardaban relación con el estudio que se estaba realizando.

3. Resultados y discusión

In this chapter we show the data that were obtained during the research, they are divided in two groups: winter invasions and summer invasions. Also there is a data grid that shows the differences of pressure and temperature between the beginning and the end of the invasions.

Como se ha mencionado con anterioridad se ha trabajado con la base de datos de radiosondeos de la estación de Guimar (#60018) y se han seleccionado los días en los que se tiene constancia de que ha existido una invasión de aire sahariano durante un periodo de tres años (2014-2016). Teniendo en cuenta que estudios previos han demostrado que las invasiones de invierno tienen peculiaridades que las diferencian de las de verano, hemos representado por separado los meses correspondientes a ambas estaciones con el fin de buscar diferencias y similitudes y patrones de modificación de la estructura térmica vertical en función de las características de la invasión.

3.1. Invasiones de invierno

En la figura 3.1 se representan los perfiles verticales de temperatura (sondeo de las 00h y de las 12 h) correspondientes a los eventos de intrusiones de aire africano para los meses de invierno del año 2014.

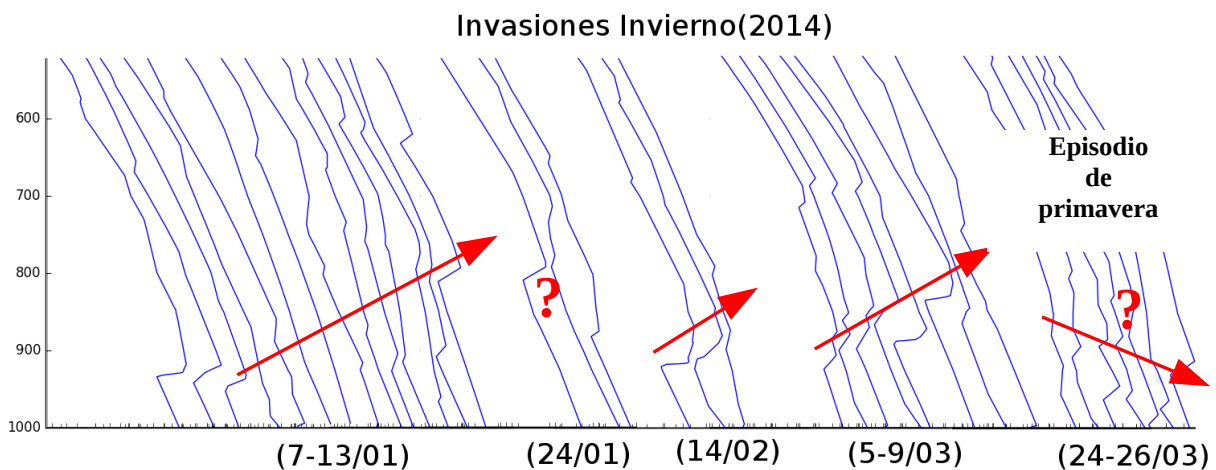


Fig. 3.1. Perfiles verticales de temperatura para los eventos de intrusiones de aire africano correspondiente a los meses de invierno del año 2014 (35 sondeos correspondientes a sondeos de las 00h y 24 h).

La característica más destacada que puede apreciarse en esta representación es la alteración en altura de la inversión de temperatura que se observa en la mayoría de los días. En general podemos decir que existe una tendencia a que dicha inversión se eleve en altura a lo largo de los días en que dura el evento de intrusión (indicado por las flechas rojas). Esta tendencia no está tan clara en episodios cortos (episodios de un día como el correspondiente al 24) o en episodios correspondientes a finales de invierno y principios de primavera, meses en los que podemos tener patrones de transporte mixtos entre los de invierno y los de verano.

Las invasiones de invierno correspondientes al año 2015 se representan en la figura 3.2.

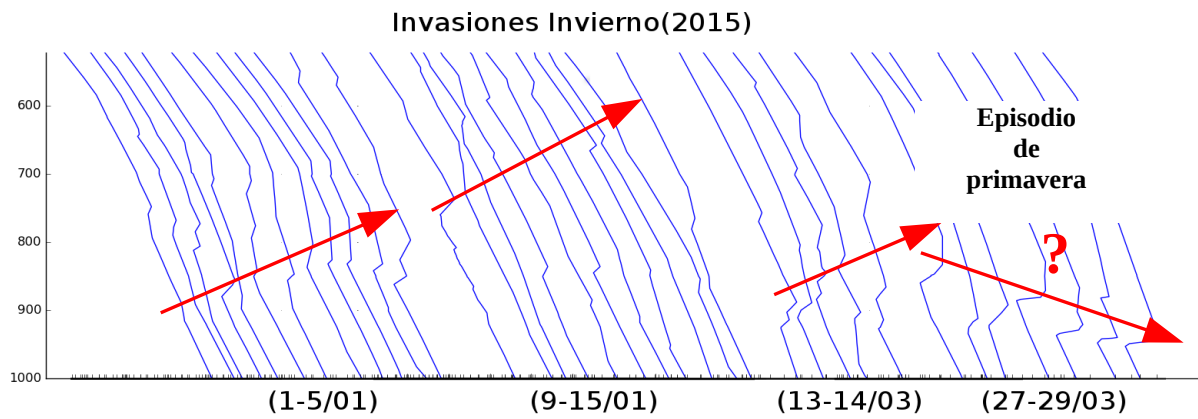


Fig. 3.2. Perfiles verticales de temperatura para los eventos de intrusiones de aire africano correspondiente a los meses de invierno del año 2015 (35 sondeos correspondientes a sondeos de las 00h y 24 h).

Durante este año se mantiene la tendencia encontrada para el año anterior, es decir, una subida apreciable de la altura de la inversión y justo la tendencia contraria en el episodio de finales de marzo (episodio correspondiente al 27-29).

Durante el año 2016 se registraron muchas invasiones de invierno que se representan en la figura 3.3 (a) y (b).

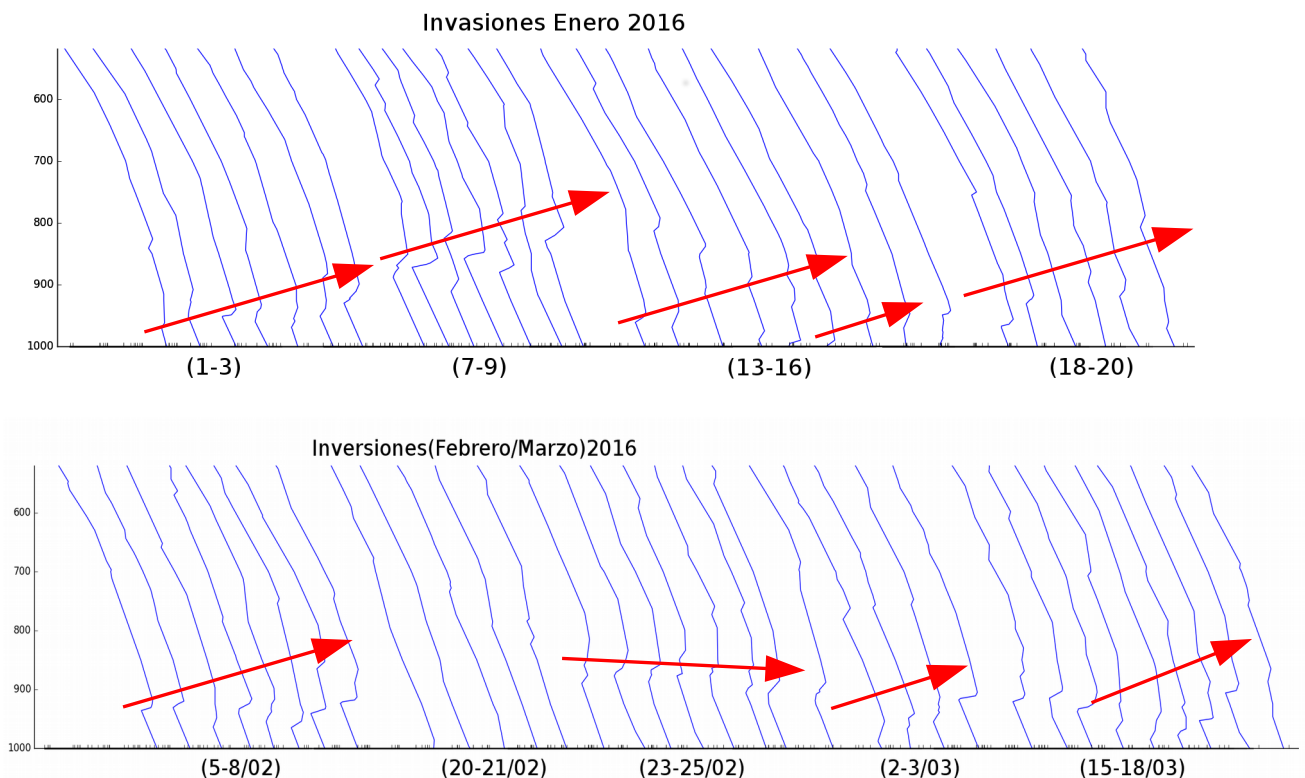


Fig. 3.3. Perfiles verticales de temperatura para los eventos de intrusiones de aire africano correspondiente a los meses de invierno del año 2015. (a) Inversiones de enero (29 sondeos correspondientes a sondeos de las 00h y 24 h); (b) Inversiones de febrero (34 sondeos correspondientes a sondeos de las 00h y 24 h).

Al igual que en los años anteriores se muestra que en general durante los episodios de invasiones de aire sahariano en invierno, la altura de la inversión térmica aumenta, salvo casos en los que no se

aprecia un inversión significativa en la mayoría de los días en que dura el evento y/o no existe tendencia significativa en alguno de los casos.

Con el objeto de ver si estas observaciones se pueden corroborar numéricamente, en la tabla 3.1 se han representado los valores de algunos parámetros que caracterizan la inversión, como son la altura de la base de la inversión o la temperatura en la base y la cima.

Invierno año 2014					
	Enero 7-13	Enero 24	Febrero 14	Marzo 5-9	Marzo 24-26
Presión Inicio	938 hpa	797 hpa	922 hpa	885 hpa	924 hpa
Presión Final	938 hpa	882 hpa	896 hpa	857 hpa	930 hpa
Diferencia	0 hpa	-85 hpa	26 hpa	18 hpa	-6 hpa
Temperatura Base Inicio	11,7°C	1,5°C	10,3°C	10,5°C	11,5°C
Temperatura Cima Inicio	18,3°C	4,5°C	17,3°C	13,1°C	12,8°C
Fuerza Inversión	6,6°C	3°C	7°C	2,6°C	1,3°C
Temperatura Base Final	12°C			6,7°C	16,2°C
Temperatura Cima Final	13,4°C			10,8°C	17,4°C
Fuerza Inversión	1,4°C			4,1°C	1,6°C
Invierno año 2015					
	Enero 1-5	Enero 9-15	Marzo 13-14	Marzo 27-29	
Presión Inicio	776 hpa	760 hpa	911 hpa	892 hpa	
Presión Final	834 hpa	764 hpa	885 hpa	941 hpa	
Diferencia	-29 hpa	5 hpa	26 hpa	-49 hpa	
Temperatura Base Inicio	2°C	-2,3°C	11°C	8°C	
Temperatura Cima Inicio	2,8°C	1,2°C	14,6°C	11,9°C	
Fuerza Inversión	0,8°C	3,5°C	3,6°C	3,9°C	
Temperatura Base Final	4,3°C	5,6°C	10,3°C	11,2°C	
Temperatura Cima Final	5,9°C	6,2°C	12,2°C	16,8°C	
Fuerza Inversión	1,6°C	0,6°C	1,9°C	5,6°C	
Invierno año 2016					
	Enero 1-3	Enero 7-9	Enero 13-16	Enero 18-20	Febrero 5-8
Presión Inicio	950 hpa	876 hpa	959 hpa	967 hpa	930 hpa
Presión Final	946 hpa	837 hpa	965 hpa	899 hpa	953 hpa
Diferencia	4 hpa	39 hpa	- 6 hpa	68 hpa	-23 hpa

Temperatura Base Inicio	14,8°C	7,1°C	15,6°C	15,6°C	12°C
Temperatura Cima Inicio	15,6°C	12,9°C	18,1°C	19°C	14,9°C
Fuerza Inversión	0,8°C	5,8°C	2,5°C	3,4°C	2,9°C
Temperatura Base Final	14,5°C	8°C	18,4°C	12,5°C	13,3°C
Temperatura Cima Final	16,3°C	10,7°C	19,8°C	13,8°C	17,8°C
Fuerza Inversión	1,8°C	2,7°C	1,4°C	1,3°C	4,5°C
	Febrero 20-21	Febrero 23-25	Marzo 2-3	Marzo 15-18	
Presión Inicio		884 hpa	931 hpa	918 hpa	
Presión Final	793	891 hpa	958 hpa	934 hpa	
Diferencia		-7 hpa	-27 hpa	- 16 hpa	
Temperatura Base Inicio		8,2°C	8,1°C	10°C	
Temperatura Cima Inicio		11,8°C	11,1°C	14,1°C	
Fuerza Inversión		3,6°C	3°C	4,1°C	
Temperatura Base Final	-0,9°C	9,2°C	14,8°C	11,9°C	
Temperatura Cima Final	-0,5°C	11,9°C	17,1°C	16,4°C	
Fuerza Inversión	0,4°C	2,7°C	2,3°C	4,5°C	

Tabla 3.1 en la que se muestran los datos para la presión del nivel de inicio de las inversiones, la temperatura de la base, la cima en el inicio y final de los episodios así como su diferencia para los meses de invierno de los años de 2014, 2015,2016

En esta tabla se muestran las invasiones que tuvieron lugar durante los meses de invierno de los años 2014, 2015 y 2016. Comprobando de manera numérica que existe un patrón según el cual la base de la inversión térmica sufre un ascenso durante el periodo de la invasión, se observa también que la variación de la temperatura desde la base de la inversión hasta la cima de la misma generalmente se encuentra entre los 2-2,5°C, aunque se observan casos en los que dicha variación es casi inexistente 0,4°C o bastante mas elevada 4,5°C

3.2. Invasiones de verano

En la figura 3.4 se representan los perfiles verticales de temperatura (sondeo de las 00h y de las 12 h) correspondientes a los eventos de intrusiones de aire africano para los meses de verano del año 2014. Como puede verse, en este caso las representaciones realizadas parecen mostrar un comportamiento contrario al caso anterior, es decir, que se observa una disminución de la altura a la que se registra la inversión. Sin embargo en este caso podemos observar que en algunos episodios se observa antes del descenso de la altura de la inversión una subida (señalados en la gráfica con una flecha verde) que tienen lugar durante los primeros días del evento.

En las figuras 3.5 y 3.5 se representan los perfiles verticales de temperatura (sondeo de las 00h y de las 12 h) correspondientes a los eventos de intrusiones de aire africano para los meses de verano del año 2015 y 2016 respectivamente.

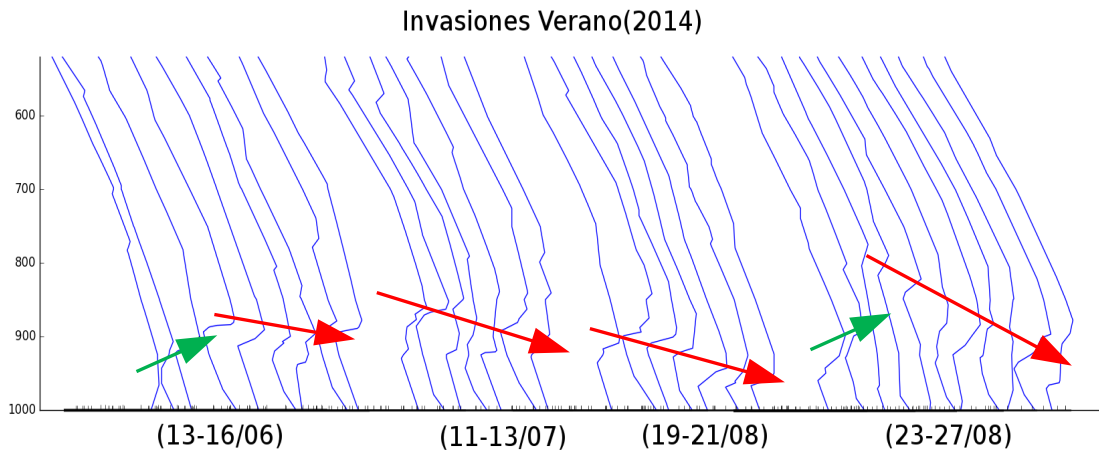


Fig. 3.4. Perfiles verticales de temperatura para los eventos de intrusiones de aire africano correspondiente a los meses de verano del año 2014 (34 sondeos correspondientes a sondeos de las 00h y 24 h).

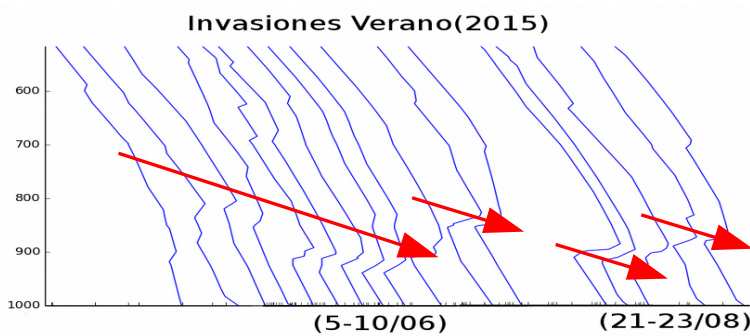


Fig. 3.5. Perfiles verticales de temperatura para los eventos de intrusiones de aire africano correspondiente a los meses de verano del año 2015 (34 sondeos correspondientes a sondeos de las 00h y 24 h).

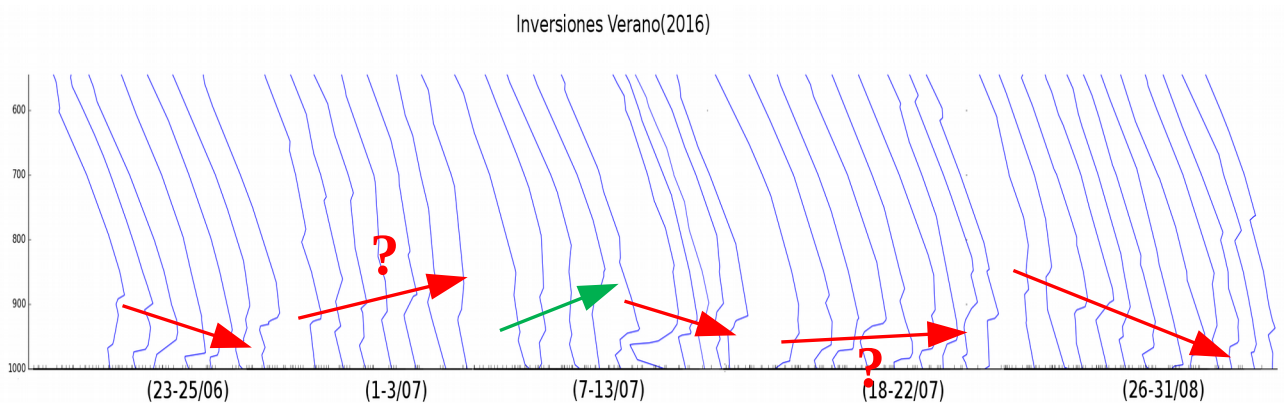


Fig. 3.6. Perfiles verticales de temperatura para los eventos de intrusiones de aire africano correspondiente a los meses de verano del año 2016 (34 sondeos correspondientes a sondeos de las 00h y 24 h).

En los sondeos correspondientes al año 2016 se observan algunos episodios que se salen de la norma y en algunos casos, como el correspondiente al ocurrido entre los días 1-3 de julio se observa la tendencia contraria. En este caso también es apreciable unas inversiones débiles en muchos de los

días correspondientes al episodio. Además en este año también recogemos un episodio con subida de la altura de la inversión al comienzo del episodio para luego descender y otro episodio en el que no se observa ninguna tendencia clara.

Al igual que en el caso anterior en la tabla 3.2 se representan los valores de algunos parámetros que caracterizan la inversión, como son la altura de la base de la inversión o la temperatura en la base y la cima.

Verano año 2014					
	Junio 13-16	Julio 11-13	Agosto 19-21	Agosto 23-27	
Presión Inicio	972 hpa	908 hpa	918 hpa	942 hpa	
Presión Final	902 hpa	909 hpa	968 hpa	973 hpa	
Diferencia	70 hpa	-1 hpa	-50 hpa	-31 hpa	
Temperatura Base Inicio	20,6°C	15°C	16,2°C	20,3°C	
Temperatura Cima Inicio	23,3°C	22,9°C	23,4°C	26,3°C	
Fuerza Inversión	2,7°C	7,9°C	7,2°C	6°C	
Temperatura Base Final	16,6°C	14,4°C	19,6°C	21,2°C	
Temperatura Cima Final	21,5°C	20,8°C	26,9°C	26,6°C	
Fuerza Inversión	4,9°C	6,4°C	7,3°C	5,4°C	
Verano año 2015					
	Junio 5-10	Agosto 21-23			
Presión Inicio	882 hpa	914 hpa			
Presión Final	887hpa	886 hpa			
Diferencia	-5 hpa	28 hpa			
Temperatura Base Inicio	14,9°C	16°C			
Temperatura Cima Inicio	16,9°C	25°C			
Fuerza Inversión	2°C	9°C			
Temperatura Base Final	10,1°C	15,8°C			
Temperatura Cima Final	17,6°C	21,2°C			
Fuerza Inversión	7,5°C	5,4°C			
Verano año 2016					
	Junio 23-25	Julio 1-3	Julio 7-13	Julio 18-22	Agosto 26-31
Presión Inicio	975 hpa	936 hpa	903 hpa	855 hpa	871 hpa
Presión Final	974 hpa	907 hpa	901 hpa	931 hpa	961 hpa
Diferencia	1 hpa	29 hpa	2 hpa	-76 hpa	-90 hpa
Temperatura Base Inicio	20°C	18,3°C	16,7°C	23,2°C	18,1°C

Temperatura Cima Inicio	27,4°C	22,2°C	20,9°C	24°C	20,2°C
Fuerza Inversión	7,4°C	3,9°C	4,2°C	0,8°C	2,1°C
Temperatura Base Final	20,2°C	15°C	21,9°C	22,8°C	23,8°C
Temperatura Cima Final	28°C	19,8°C	24,8°C	26,6°C	26°C
Fuerza Inversión	7,8°C	3,8°C	2,9°C	3,8°C	2,2°C

Tabla 3.2 en la que se muestran los datos para la presión del nivel de inicio de las inversiones, la temperatura de la base, la cima en el inicio y final de los episodios así como su diferencia para los meses de verano de los años de 2014, 2015, 2016

En esta tabla se muestran las invasiones que tuvieron lugar durante los meses de verano de los años 2014, 2015 y 2016. Comprobando de manera numérica que existe un patrón según el cual la base de la inversión térmica sufre un descenso durante el periodo de la invasión, se observa también que la variación de la temperatura desde la base de la inversión hasta la cima de la misma generalmente se encuentra entre los 4,5-5,5°C, siendo esta variación bastante mayor que la que se produce durante el invierno, aunque se observan casos en los que dicha variación está en valores cercanos a los de invierno e incluso algunos episodios que superan los valores promedio hasta alcanzar los 7,3°C

4. Conclusiones y proyectos futuros

In this chapter we talk about the conclusions achieved the research, comparing with previous researchs and using our data to strengthen the theory in which we based at the begining of the project.

El análisis de la estructura de la baja troposfera subtropical durante los episodios de invasiones saharianas ha mostrado una clara variación en cuanto a la altitud de la inversión térmica que separa la capa límite planetaria de la troposfera libre, tal como cabría esperar ya que es previsible que tales eventos modifiquen la estructura térmica vertical. Atendiendo a los resultados de investigaciones previas que distinguen claramente la forma en la que se producen las invasiones durante los meses de verano de aquellas que ocurren en invierno, hemos analizado por separado las invasiones de los meses estivales de la de los meses de invierno. Los datos analizados muestran que durante las invasiones que tiene lugar en los meses de invierno se produce en general un aumento en la altura de la inversión, es decir un ensanchamiento de la capa inferior. Por el contrario la tendencia general en las invasiones de verano es que la capa de mezcla se estreche, lo que se refleja en una disminución de la altura a la que se encuentran las inversiones. En los episodios de verano también nos encontramos en algunos casos en los que durante los primeros días se observa un incremento de la altitud de la inversión antes de descender como ocurre en el resto de episodios de verano.

Estos resultados encontrados podrían explicarse atendiendo a la forma en la que se produce la invasión de aire sahariano y que se recogen en el apartado 1.4 (escenarios S1, S2 y S3). Según decíamos las invasiones de invierno (escenario S3) tienen lugar a niveles bajos y por debajo de la troposfera libre. Este tipo de intrusión explicaría porqué al llegar a Canarias la masa de aire sahariano por debajo de la inversión de temperatura, y atendiendo a su mayor temperatura, elevaría la capa como un todo y por lo tanto su tope que viene marcado por la inversión térmica. En la figura 4.1 (a) se recoge esquemáticamente como tendría lugar este incremento con la llegada de la masa de aire sahariana.

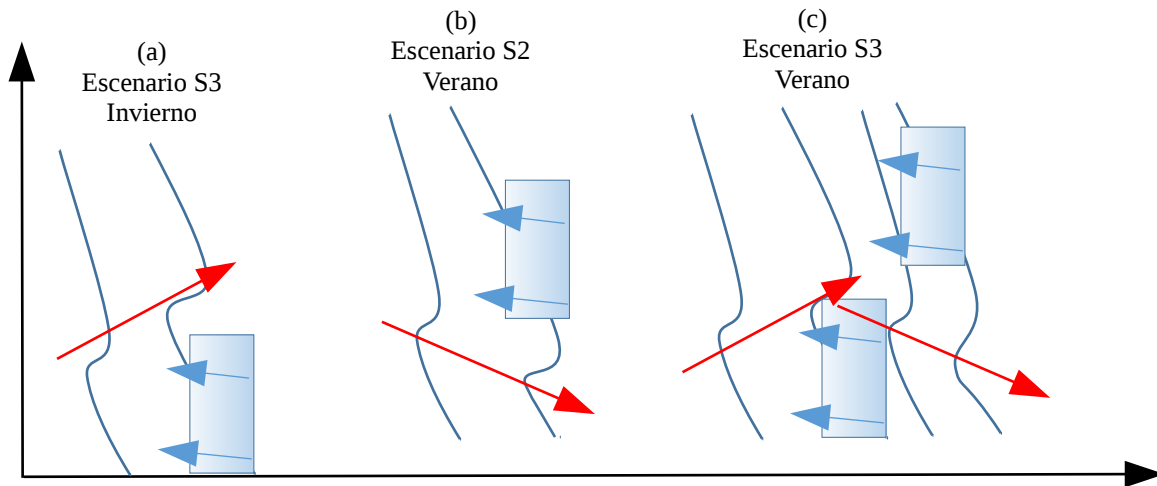
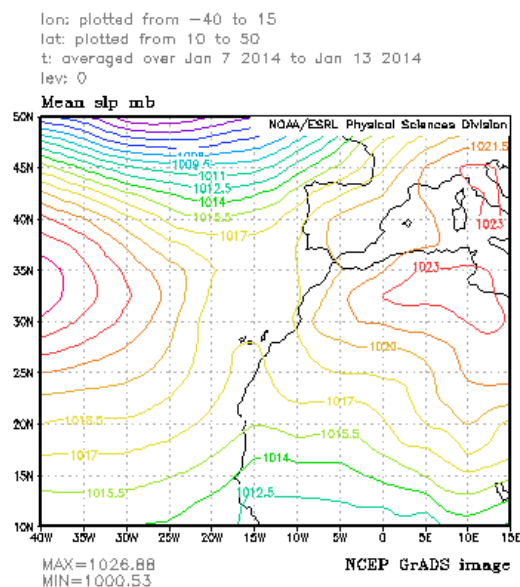


Fig. 4.1. Esquemas conceptuales para los distintos escenarios de invasiones de aire sahariano y su repercusión sobre la altura de la inversión térmica.

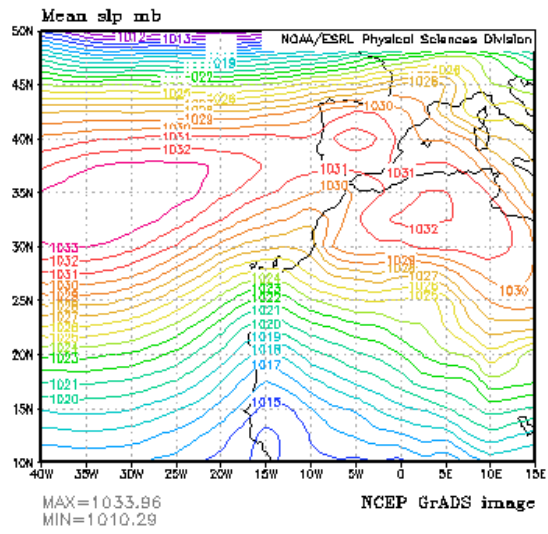
En las invasiones de verano es posible distinguir dos casos (escenarios S2 y S3) que corresponderían con las observaciones en que la altura de la inversión disminuye y aumenta en los primeros días y luego disminuye. En el primer caso se podría explicar (Fig. 4.1 (b)) atendiendo a que la intrusión se produce a niveles altos, por encima de la capa de mezcla. Al llegar a Canarias esta capa cargada con abundante material particulado aplastaría la capa de mezcla haciendo que su espesor se viera reducido y por tanto se produjera una disminución de la altura de la inversión. Aquellos casos observados en verano en que primero aumenta y luego disminuye podrían explicarse a partir de los escenarios que hemos denominados S3, en los que se produce una invasión tanto a niveles altos como bajos.

Estas diferencias encontradas en la estructura térmica vertical en los distintos escenarios propuestos tiene su reflejo en las distintas situaciones sinópticas que generan la invasión de aire sahariano, que como ya hemos dichos presentan diferencias dependiendo de la época del año. En la figura 4.2 se representan los mapas de superficie correspondientes a la situación sinóptica de algunos de los episodios de invierno en los que la capa inferior se ensanchaba aumentando la altura donde se registra la inversión de temperatura.

-Episodios de invierno



lon: plotted from -40 to 15
 lat: plotted from 10.00 to 50.00
 t: averaged over Jan 9 2015 to Jan 15 2015
 lev: 0



lon: plotted from -40 to 15
 lat: plotted from 10.00 to 50.00
 t: averaged over Jan 7 2016 to Jan 9 2016
 lev: 0

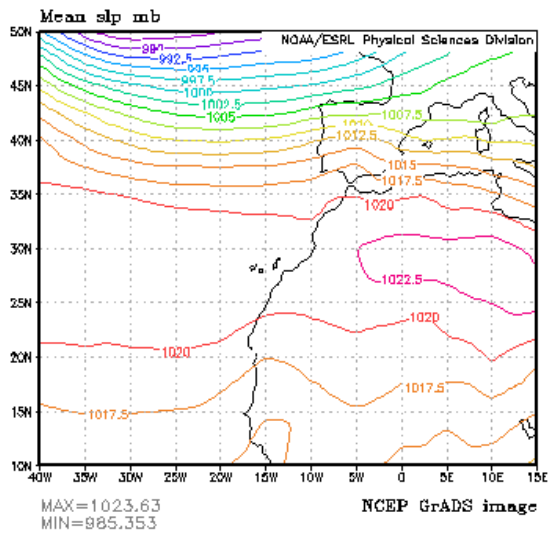


Fig. 4.2. Situaciones sinópticas para invasiones de invierno.

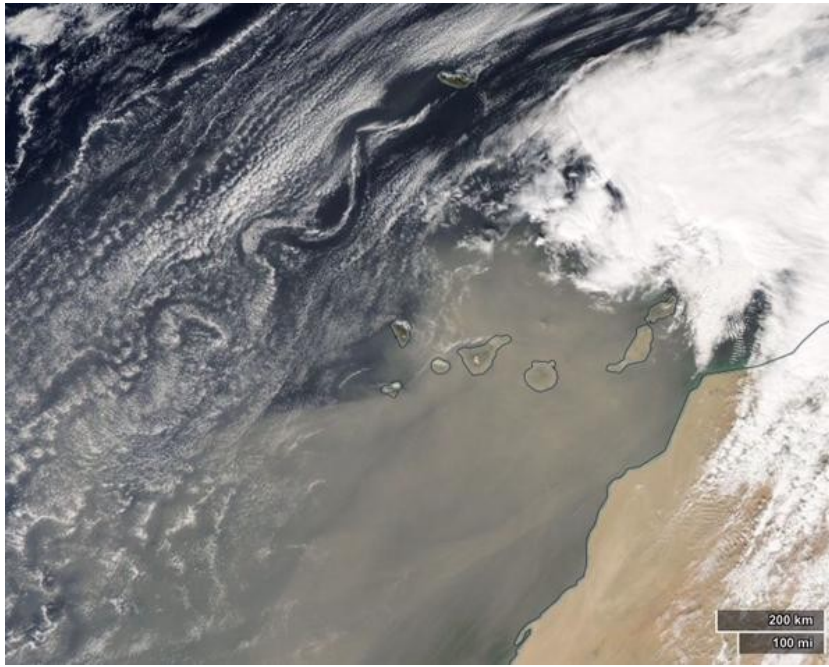


Figura 4.3 Imagen de la invasión del día 13 de enero de 2015 obtenida por MODIS (Espectroradiómetro de imágenes de media resolución), a bordo del satélite Aqua (NASA)

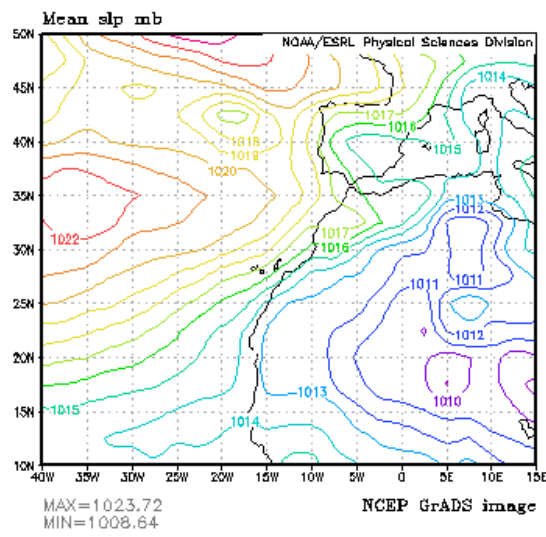
Como se puede observar existe un patrón típico y bien definido en la situación sinóptica a nivel de superficie en las invasiones de aire sahariano que se producen durante el invierno, en las que asciende el nivel de la inversión térmica.

Los mapas de superficie muestran que el anticiclón de las Azores se retira hacia el Este, quedando las islas bajo la influencia de las altas presiones que se genera al norte del continente africano, lo que genera un flujo de aire proveniente del norte de Africa sobre Canarias que trae polvo en suspensión.

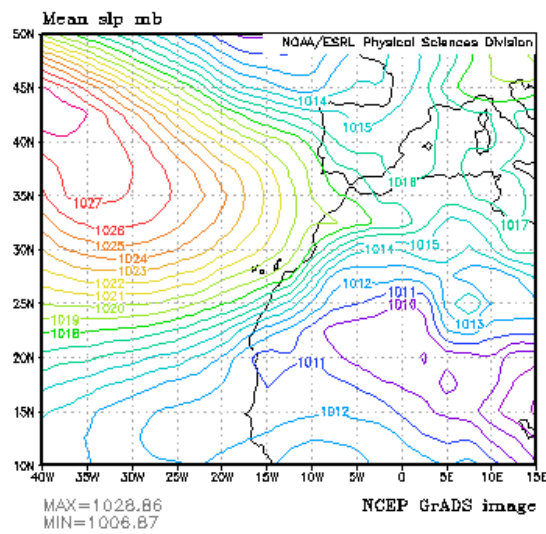
En la figura 4.4 se representan los mapas de superficie correspondientes a la situación sinóptica de algunos de los episodios de verano en los que la capa inferior se comprime disminuyendo la altura donde se registra la inversión de temperatura.

Episodio estival de descenso

lon: plotted from -40 to 15
lat: plotted from 10 to 50
t: averaged over Aug 19 2014 to Aug 21 2014
lev: 0



lon: plotted from -40 to 15
lat: plotted from 10.00 to 50.00
t: averaged over Aug 21 2015 to Aug 23 2015
lev: 0



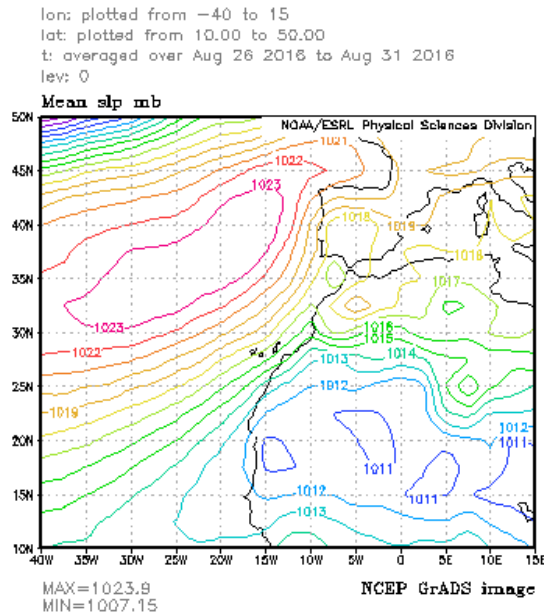


Fig. 4.4. Situaciones sinópticas para invasiones de Verano.

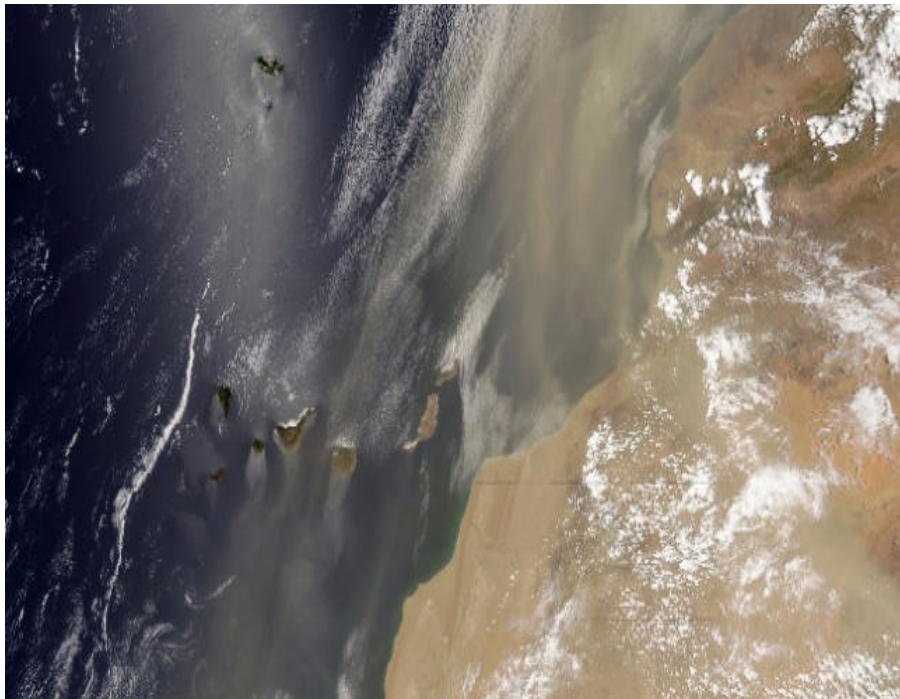


Figura 4.5 Imagen de la invasión del día 19 de Julio de 2016 obtenida por MODIS (Espectroradiómetro de imágenes de media resolución), a bordo del satélite Aqua (NASA)

Como se puede observar también existe un patrón para la presión a nivel del mar para las invasiones de aire sahariano que se producen durante los meses de verano, en las que desciende el nivel de la inversión térmica. En este caso las isla se encuentra en la zona de confluencia de un frente de altas presiones producido por el anticiclón de las azores y un frente de bajas presiones situado sobre el noroeste del continente africano, que genera un flujo de aire africano sobre Canarias.

4.1. Proyectos futuros

En base a estos datos, los principales trabajos que se deberían abarcar serían el estudio del espesor óptico de las invasiones en función del fenómeno que se produce, esto nos permitiría encontrar otro tipo de caracterización de las invasiones de aire sahariano. Además incluir otros parámetros atmosféricos en los perfiles verticales permitiría corroborar alguna de las hipótesis que hemos realizado para explicar las modificaciones de la estructura vertical en función de los escenarios definidos para estos episodios.

5. Bibliografía

Carrillo, J., J. C. Guerra, E. Cuevas, J. Barrancos. 2016. Characterization of the Marine Boundary Layer and the Trade-Wind Inversion over the Sub-tropical North Atlantic, *Boundary-Layer Meteorology*, 158 (2), 311-330.

Dorta, P. (1999). Las invasiones de aire sahariano en Canarias. Consejería de Agricultura, Pesca y Alimentación del Gobierno de Canarias y Caja Rural de Tenerife, Santa Cruz de Tenerife.

Dorta P. (1994). Las inversiones térmicas en Canarias. *Investigaciones Geográficas*, 1996, 15:109-126

Font Tullot, I. (2000): *Climatología de España y Portugal*. Ediciones Universidad de Salamanca, Salamanca.

Jaatinen J, Kajosaari S. 2000. Loran-C based windfinding in Meteorology. 29th Annual Convention & Technical Symposium of the International LORAN Association (ILA). November 13-15, 2000, Washington DC

García-Herrera, R., D. G. Puyol, E. H. Martín, L. G. Presa, and P. R. Rodríguez, 2001. Influence of the North Atlantic Oscillation on the Canary Islands precipitation. *J. Climate*, 14, 3889–3903.

Guerra J.C., Arencibia M.T., Meneses J., González L. (2002) *Apuntes de Termodinámica de la Atmósfera*, Ed. Campus, ISBN: 84-932291-7-2.

Guirado-Fuentes C. 2015. Caracterización de las propiedades de los aerosoles en columna en la región subtropical. Tesis Doctoral. Universidad de Valladolid. España

Marzol MV (2001) El Clima. In: Fernández-Palacios JM, Martín-Esquível JL (eds) “Naturaleza de las Islas Canarias. Ecología y conservación”. Publicaciones Turquesa, S/C de Tenerife, pp 87–93

Mestre-Barceló A, Chazarra-Bernabé A, Pires V, Cunha S, Silva A, Marques J, Carvalho F, Mendes M, Neto J (2012) *Climate Atlas of the Archipelagos of the Canary Islands, Madeira and Azores. Air temperature and Precipitation (1971-2000)*. Eds. Agencia Estatal de Meteorología and Instituto de Meteorologia de Portugal, 80 pp, NIPO: 281-12-006-X

Tullot F. 1956. El tiempo atmosférico de las Islas Canarias. *Publicaciones Serie A (Memorias) del Instituto Nacional de Meteorología* 26:15-23