

Estructura vertical y características de las inversiones térmicas nocturnas en el SE de España

Characteristics and vertical structure of inversions temperature nocturnal in the SE of Spain

DAVID ESPÍN SÁNCHEZ¹  0000-0003-4807-5450

¹Departamento de Geografía, Universidad de Murcia

Resumen

El sureste de la península ibérica se caracteriza por un importante número de días de cielos despejados al año. Bajo condiciones estables, durante las horas nocturnas, se desarrollan procesos de inversión térmica nocturna (ITN) con una notable alteración vertical y espacial en la distribución térmica superficial. El principal objetivo de la investigación es cuantificar el grado de importancia de los procesos de estabilidad nocturna en el sureste peninsular, y su influencia en las temperaturas mínimas superficiales. A través del análisis diario de sondeos atmosféricos nocturnos de la ciudad de Murcia (1986-2015) se identifica la estratificación vertical, frecuencia, tipología o intensidad de los fenómenos de ITN. Los resultados indican una notable importancia y predominio a lo largo del año (83,7% del total), especialmente en invierno. Se realiza, además, un estudio temporal reciente de los procesos de ITN y de las principales variables que lo desencadenan. Finalmente, el análisis se complementa con una caracterización de la capacidad de inversión de los procesos de estabilidad nocturna en superficie a través de 135 estaciones meteorológicas.

Palabras clave: inversión térmica; estabilidad; sondeo; estratificación; Murcia.

Fechas • Dates

Recibido: 2021.06.03
Aceptado: 2021.12.15
Publicado: 2022.03.01

Autor/a para correspondencia Corresponding Author

David
Espín Sánchez
david.espin1@um.es

Abstract

The southeast of the Iberian Peninsula is characterized by a significant number of days of clear skies per year. Under stable conditions, during the night hours, inversion temperature nocturnal processes (ITN) develop with a notable vertical and spatial alteration in the thermal distribution. The main objective of the research is to quantify the degree of importance of nocturnal stability processes in the southeast of the Iberian Peninsula, and its influence on minimum surface temperatures. Through the daily analysis of nocturnal atmospheric soundings of the city of Murcia (1986-2015), the vertical stratification, frequency, typology or intensity of the ITN phenomena is identified. The results indicate a notable importance and predominance throughout the year (83.7% of the total), especially in winter. In addition, a characterization of the intensity of the nocturnal stability processes and a recent temporal study of the ITN processes and the main variables that trigger it are carried out.

Keywords: inversion; stability; sounding; stratification; intensity

1. Introducción

Las primeras alusiones al fenómeno de las inversiones térmicas (IT) o al cambio de condiciones climáticas en áreas deprimidas (lagos, lagunas) por la acción humana aparecen en 1804 en la Geografía Física de Kant (1999) o en el Cosmos de Humboldt (1874). Los primeros estudios con datos termométricos observados se remontan a 1883, cuando Hann analiza los fenómenos de IT en la cuenca alpina de Klagenfurt (Austria) (López Gómez, 1975). Durante las primeras décadas del siglo XX se inicia una prolífica investigación científica con el objetivo principal de estudiar la deposición de aire frío en fondos de valle y hoyas interiores durante madrugadas estables (De Martonne, 1909; Marvin, 1914; Young, 1923; Ekhardt, 1934). La definición más sencilla, aportada por Whiteman (2000), establece que la inversión térmica se produce cuando la temperatura de una capa atmosférica aumenta con la altitud.

Los fenómenos de IT son, por tanto, procesos que se suceden a lo largo de todo el año, y que generalmente vienen definidos por una capa atmosférica cuyo gradiente térmico vertical es positivo, es decir, la temperatura aumenta con la altitud (Glickman 2000; Zhang et al., 2011). Afectan a un espesor variable de aire limitado por una base y un techo, y se clasifican en superficiales o de irradiación, inversiones de advección, de turbulencia, subsidentes o frontales, e incluso mesosféricas (Schnelle y Brown, 2002; Brümmer y Schultze, 2015). Asociadas a condiciones sinópticas de diferente escala, pueden producirse inversiones térmicas superficiales (Surface-based temperature inversions o SBI) o elevadas (Elevated inversions o ELI) (Mayfield y Fochesatto, 2013).

Según Iacobellis et al. (2009), existen dos tipos básicos de inversiones en niveles bajos atmosféricos: inversiones por radiación (o superficie) e inversiones por hundimiento. En concreto, las inversiones de radiación suelen desarrollarse durante la madrugada, al no existir en ella radiación solar entrante que equilibre el enfriamiento de la superficie provocado por la irradiación de onda larga saliente. Por tanto, las áreas de valle son especialmente propensas a las inversiones de radiación, debido al drenaje de aire frío a lo largo de las laderas que las flanquean (Watson y Chow, 2002). Dichas laderas refuerzan el proceso cuando actúan flujos catabáticos, siendo éstos tanto más acusados cuanto mayor es el confinamiento de las tierras bajas (Gustavsson et al., 1998; Lindkvist et al., 2000; Lundquist et al., 2008).

Los sucesos de inversión térmica superficiales han sido constatados en numerosas zonas del planeta (Miller et al., 1983; McChesney et al., 1995; Gustavsson et al., 1998; Lindkvist et al., 2000; Clements et al., 2003; Zängl, 2005; Chung et al., 2006; Lundquist et al., 2008). Resultan especialmente frecuentes en latitudes altas, incluido el Ártico (Kahl, 1990; Kadygrov et al., 1999; Liu et al., 2006; Devasthale et al., 2010; Vihma et al., 2011), donde constituyen un rasgo dominante durante la mayor parte del año. Connolley (1996) comprobó que las inversiones térmicas más fuertes y persistentes en superficie a nivel planetario (entendiendo como “fuerza de la inversión” la diferencia entre la temperatura máxima en la troposfera y la del aire a la altura estándar de 1,5 m) se producen en el interior de la Antártida durante la estación invernal. Concretamente en Vostok dicha diferencia en el estrato de inversión superficial alcanzó un promedio de 25°C durante el período de mayo a octubre. En cambio, en las latitudes tropicales las SBI son menos frecuentes (Fadnavis y Beig, 2004) y han sido menos estudiadas (Daly et al., 2003; Abdul-Wahab et al., 2004).

El ciclo diario de inversión es bien conocido y está ampliamente documentado (Garratt y Brost, 1981; Whiteman, 2000). Una capa estable superficial generalmente se forma cada noche, y su destrucción, muy estudiada durante las últimas décadas, se alcanza cuando los rayos solares alcanzan un calentamiento suficiente o cuando la velocidad del viento supera los 20 km/h. (Whiteman, 2000). Según Gillies et al. (2010), aunque es relativamente fácil predecir el inicio de una inversión, la duración o la eventual ruptura de un evento de inversión persistente son imprevisibles. A partir de las inversiones de temperatura simuladas numéricamente durante el día en un valle idealizado, Leukauf et al. (2015) constatan que se requiere un mínimo de 450 w/m² para alcanzar el punto de ruptura, así como un tiempo de 11 h para lograr la disipación de la ITN.

El problema se agrava cuando las inversiones térmicas vienen impuestas o condicionadas por la ocurrencia de episodios de polución prolongada o intensa (Incecik, 1996; Kukkonen et al., 2005; Malek et al., 2006). Por otra parte, la intensidad de una inversión es directamente proporcional a su capacidad para inhibir el movimiento vertical de los contaminantes (Milionis y Davies, 2008). Las inversiones de temperatura son también, por tanto, responsables de estos eventos (Olofson et al., 2009; Nidzgorska-Lencewicz y Czarnecka, 2015). De hecho, existen numerosos trabajos que abordan el estudio de las inversiones de temperatura con respecto a la calidad del aire, en particular en valles con gran ocupación urbana, registrando un importante aumento en las concentraciones de PM_{2.5} PM₁₀, SO₂ o NO₂. Destacan los estudios realizados por Malek et al. (2006) o Silva et al. (2007) en el Valle de Cache (Logan, Utah, EE. UU), por Largeron y Staquet (2016) en los valles alpinos en el área de Grenoble (Francia), por Gramsch et al. (2014) en el valle de Santiago de Chile, o los más recientes llevados a cabo por Czarnecka y Nidzgorska-Lencewicz (2017).

El estudio de perfiles térmicos en relación con el grado de estabilidad atmosférica también ha llevado recientemente a elaborar diversos índices y clasificaciones. Fritz et al. (2008) determinan el grado de estabilidad o inestabilidad en una determinada situación meteorológica a partir de la revisión de índices que relacionan la ratio de estabilidad y los perfiles termodinámicos. En su análisis incluyen la velocidad del viento, la diferencia de altura geopotencial entre dos niveles atmosféricos, y cinco índices de energía convectiva (Lifted Index LI, Índice K, Índice Total de los Totales, Índice de Energía Potencial Disponible Convectiva CAPE, y el Índice Showalter SWI), utilizados en este caso como índices de estabilidad atmosférica (Ochoa y Cantor, 2011). Otros autores (e.g. Pasquill y Smith, 1983) propusieron clasificaciones de estabilidad, que permiten diferenciar entre condiciones inestables, neutras (durante el día), nublados o condiciones estables (nocturnas), con diferentes niveles de intensidad para cada una. Whiteman et al. (2004) comparan perfiles térmicos en el centro de la cuenca alpina del Gruenloch (Austria) con sondeos de

temperatura pseudo-vertical, y ayuda de datos de temperatura de dataloggers instalados en los flancos laterales de dicha cuenca. Esta comparación mostró que los sondeos atmosféricos pseudo-verticales pueden ser sustitutos útiles para obtener perfiles de temperatura del aire en el centro de la cuenca, al menos bajo las condiciones estratificadas que suelen encontrarse en noches de estabilidad. Cabe señalar que los estudios de acumulación de aire frío son relativamente limitados debido de la dificultad y al coste económico que supone realizar sondeos termodinámicos con la frecuencia y resolución vertical necesaria para capturar la estructura vertical y la evolución de los descensos de aire frío superior.

Los procesos de ITN tienen un efecto muy notable sobre el clima y la predicción de formación persistente de estratos superficiales (Zhang *et al.*, 2011). Si bien, la previsión en invierno se ve limitada por la falta actual de comprensión en los mecanismos involucrados en los procesos de ITN, y es considerado uno de los problemas más difíciles de pronosticar en cuencas y valles. Debe señalarse que, además de los modelos específicos empleados en los estudios de inversión térmica (Leukauf *et al.*, 2015), la mayoría de los modelos para la difusión de contaminantes del aire ya incorporan las características de las inversiones (Milionis y Davies, 2008; Morbidelli *et al.*, 2011; Rendón *et al.*, 2015). La mayoría de los estudios relacionados con procesos de ITN se limitan al análisis de inversiones superficiales o de poca elevación, y a la descripción detallada de las estructuras de sus estratos (Czarnecka *et al.*, 2016; Nidzgorska-Lencewicz, 2015; Czarnecka *et al.*, 2018). Las mediciones diarias de los radiosondeos han sido ampliamente utilizadas durante los últimos años para el estudio de inversión térmica (Zhang *et al.*, 2011 y Malingowski *et al.*, 2014)

En la península ibérica, Martín Vide y Fructuoso Aranda (1993) utilizan los sondeos termodinámicos para revisar los conceptos de inversión térmica por subsidencia, turbulencia, frontal o de irradiación y, al mismo tiempo, estudiar dicho tipo de fenómeno en el Vallès Oriental, haciendo hincapié en su frecuencia, intensidad y estacionalidad. Dorta Antequera (1996) analizó las inversiones térmicas por subsidencia, a través de sondeos termodinámicos que permitieron demostrar la mayor proclividad de los meses centrales de verano a padecerlas, bajo condiciones de una altitud relativamente baja y un fuerte gradiente térmico. Más recientemente han surgido estudios específicos sobre piscinas de aire frío o las llamadas “cold air pools” (CAPs) en la literatura anglosajona (e.g. en la Cerdeña, Pirineos), fundamentados principalmente en el uso de redes de datalogger y sondeos termodinámicos (Jiménez *et al.*, 2015; Miró *et al.*, 2017; Pagès *et al.*, 2017).

Los estudios realizados en el ámbito del sureste de la península ibérica son escasos y recientes. En la Región de Murcia la bibliografía existente sobre estas situaciones es muy somera y ha estado generalmente limitada a investigaciones puntuales referidas a los sucesos de heladas. Entre ellos pueden mencionarse los trabajos de Conesa García *et al.* (2014), y Espín Sánchez *et al.* (2018), que acometieron el estudio de SBIs en la Huerta de Murcia, asociadas a estratos cálidos en niveles bajos atmosféricos. Los resultados de ambos estudios mostraron diferencias térmicas de hasta 14°C en madrugadas de intensas inversiones térmicas nocturnas, en un desnivel altitudinal inferior a 200 m. Ponen de manifiesto un gran contraste térmico entre el fondo de valle y los relieves marginales periféricos.

El principal objetivo de la investigación es caracterizar los procesos de inversión térmica nocturna (ITN) en el sureste peninsular a través de una herramienta clave como son los sondeos atmosféricos nocturnos. Así mismo, se analiza la influencia de los procesos estables en la distribución de temperaturas superficiales, cuantificando los ámbitos geográficos con la mayor capacidad de inversión. Finalmente, se analiza la evolución temporal reciente (1986-2015) de los procesos de

ITN. Este artículo es un extracto de la Tesis Doctoral “Riesgo de heladas por inversión térmica e incidencia agrícola en la Demarcación Hidrográfica del Segura (DHS)” (Espín Sánchez, 2021).

2. Metodología

2.1. Datos

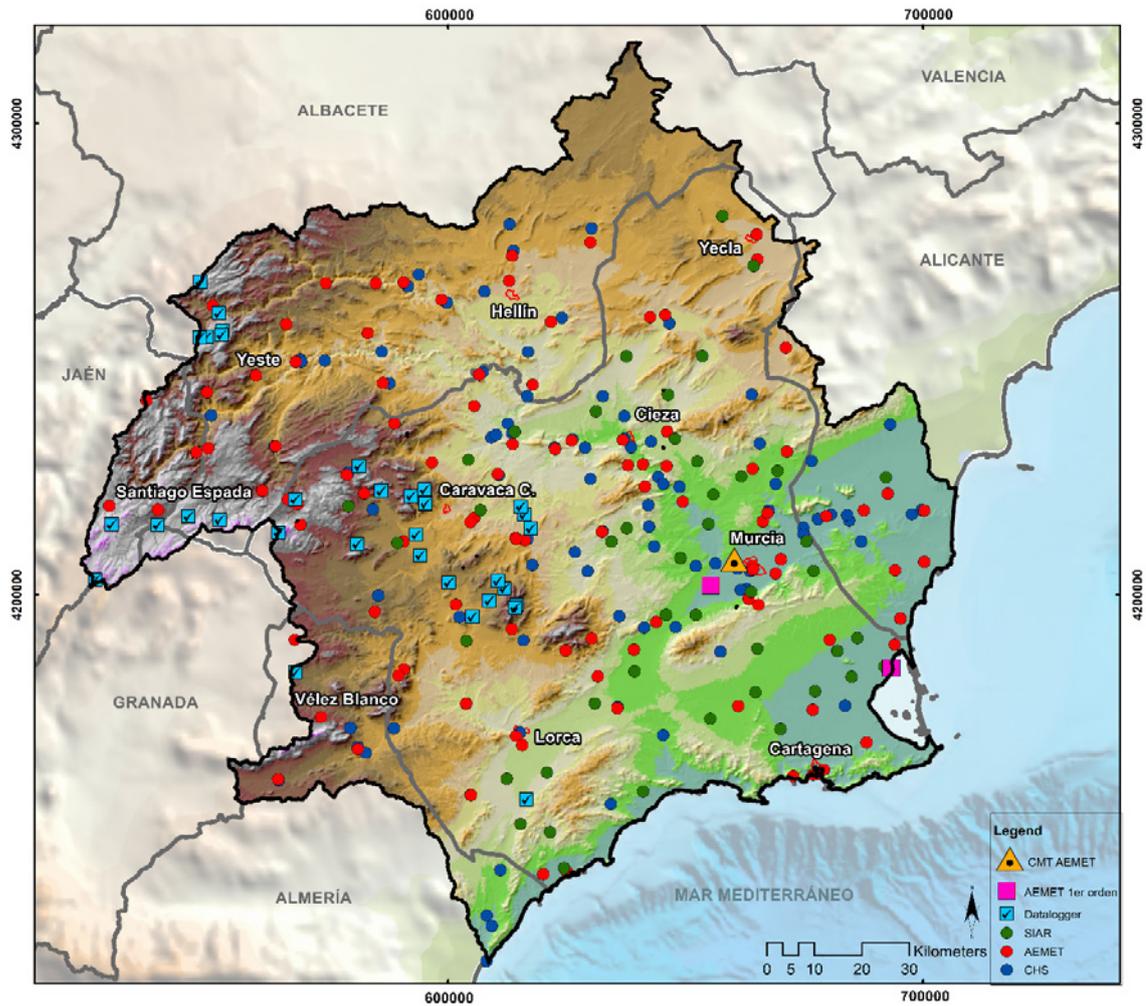
El análisis de los procesos de inversión térmica nocturna (ITN) ha sido realizado a través de 11680 sondeos atmosféricos diarios (1986-2015), lanzados desde el Centro Meteorológico Territorial (CMT) de Guadalupe (Murcia), realizados por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) en colaboración con la Organización Meteorológica Mundial (OMM). Este observatorio, situado en las afueras de la ciudad de Murcia (38.00°N, 1.10° W, altitud de 62 m), constituye una de las ocho estaciones aerológicas que operan en España (junto a La Coruña, Santander, Barcelona, Madrid-Barajas, Huelva, Tenerife y Mallorca). Los datos diarios utilizados proceden de la base de datos del aire de la Universidad de Wyoming (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>). Se trata de datos diarios de sondeos nocturnos (00 h UTC), es decir, de datos exclusivamente nocturnos que permiten analizar la estructura de las ITN. Desde el año 2015 los datos públicos de sondeos atmosféricos en España fueron privatizados, por lo que, debido a las altísimas prestaciones económicas para su consulta, se decidió finalizar la serie temporal de estudio en el año 2015.

La identificación de los estratos de inversión térmica se realiza siguiendo la metodología de Fochesatto (2015), a partir de los cambios verticales observados en la temperatura del aire obtenidos de los datos de los sondeos atmosféricos analizados (1986-2015). El estrato de inversión es identificado a la altitud donde la temperatura empieza a aumentar con la altitud (Z_{BASE}), hasta el nivel altitudinal donde la temperatura vuelve a decrecer (conformando el tope o techo del estrato de inversión o Z_{TOP}). En los sondeos donde aparecen varios estratos de ITN, se elige siempre el de menor altitud, por estar más próximo a superficie.

Las variables de los sondeos analizados son la altura de la base (Z_{BASE}) y tope (Z_{TOP}) del estrato de inversión térmica, la temperatura de la base (T_{BASE}) y del tope (T_{TOP}) del estrato, la presión atmosférica superficial (PA), y las temperaturas en los geopotenciales de 850 y 500 hPa (T_{850} y T_{500}). En la serie temporal manejada (1986-2015) existen 51 jornadas sin mediciones (0.4% del total), un dato muy poco relevante en el conjunto total de la serie.

La intensidad de inversión C_{INV} y el promedio de temperatura media de las mínimas (TNm) se han calculado a través para los meses de enero de 2017 y 2018, a partir de 135 estaciones meteorológicas espacialmente distribuidas en la Demarcación Hidrográfica del Segura (DHS) (Figura 1). Del total de observatorios meteorológicos utilizados, 48 pertenecen a la Red del Sistema de Información Agrario de Murcia (SIAM), propiedad del Instituto Murciano de Investigación y Desarrollo Agrario y Alimentario (IMIDA) de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia, del Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente (SIAR), 84 forman parte del Sistema Automático de Información Hidrológica (SAIH), de la Confederación Hidrográfica del Segura (CHS), 3 a la red de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET).

Figura 1. Puntos de observación meteorológica utilizados para el análisis de la intensidad de los procesos de inversión térmica (C_{INV}), pertenecientes a las redes de AEMET, SIAR, CHS y red propia de datalogger.



Fuente: Espín Sánchez (2021).

2.2. Métodos

La estadística analizada referente a las características de los estratos de inversión (frecuencia, estructura vertical, temperatura, espesor o intensidad de los eventos de ITN) está calculada exclusivamente a través de madrugadas estables donde se detecta una capa de inversión térmica. La tipología de las ITN permite, en función de su altura, diferenciar básicamente entre inversiones superficiales (SBIs) y elevadas (ELIs). Las SBIs comienzan a desarrollarse inmediatamente a nivel del suelo, mientras que las ELIs tienen la base del estrato a partir de 1000 m (Parczewski, 1976; Stryhal *et al.*, 2017).

A partir de los datos de temperatura y altitud de la base y tope del estrato de ITN se calculan los siguientes parámetros:

Espesor de la capa de inversión, o diferencia altitudinal entre base y tope del estrato de ITN (Eq. 1)

$$(DZ_{INV} = Z_{TOP} - Z_{BASE}) \text{ (Eq. 1)}$$

Intensidad de inversión, o diferencia térmica entre la base y tope del estrato de ITN (Eq. 2)

$$(DT_{INV} = T_{TOP} - T_{BASE}) \text{ (Eq. 2)}$$

Gradiente de temperatura (lapse rate o LR) para la capa de inversión (en °C por 100 m) (Eq. 3):

$$LR = (DT_{INV} / DZ_{INV}) \text{ (Eq. 3)}$$

Para el cálculo de la intensidad de inversión (I) se ha adoptado la siguiente ecuación (Eq. 4) de Tavousi y Abadi (2016):

$$I = (DT_{INV})^2 / 3 + Z(DZ_{INV}) \text{ (Eq. 4)}$$

donde DT_{INV} es la diferencia de temperatura o intensidad de la capa de inversión (en °K), DZ_{INV} es el espesor de la capa de inversión (m), y Z es la altitud del observatorio meteorológico (desde donde se lanza el sondeo) en Hm

El autor propone el índice C_{INV} o capacidad de inversión térmica. El índice cuantifica la diferencia (en °C) entre la temperatura registrada en superficie de un observatorio meteorológico y la temperatura geopotencial que marca el sondeo atmosférico a la altitud de dicho observatorio (temperatura en atmósfera libre, sin influencia superficial). En consecuencia, la reducción de temperatura en superficie respecto a la temperatura geopotencial que le corresponde a esa altitud, es la capacidad inversora que tiene un enclave. Se propone la siguiente clasificación la capacidad de inversión térmica según diferentes umbrales (Tabla 1), que han sido obtenidos y adaptados con el análisis de datos diarios de observación de las estaciones meteorológicas del área de estudio entre 2016 y 2018.

Tabla 1. Umbrales térmicos de C_{INV} (°C)

CAPACIDAD DE INVERSIÓN TÉRMICA	UMBRAL TÉRMICO (°C)
Extremadamente débil	<4,3
Muy débil	4,3 / 6,2
Débil	6,3 / 8,1
Moderada	8,2 / 9,8
Fuerte	9,9 / 11,6
Muy fuerte	11,7 / 14,1
Extremadamente fuerte	>14,1

Fuente: Espín Sánchez (2021).

La cartografía de la distribución espacial de C_{INV} ha sido elaborada con una resolución espacial de 25 m de píxel, mediante un krigeado universal (universal kriging, UK), utilizando la altitud y la distancia a la costa como variables externas independientes. Además de la altitud, se incluyó la distancia a la costa como segunda variable externa para reflejar el efecto de la continentalidad en las temperaturas mínimas y mejorar la representación del campo de temperaturas en zonas cercanas al mar.

Para el análisis de tendencia temporal de las características de los procesos de inversión térmica, se adoptó el cálculo de tendencias temporales lineales (Eq. 5) del Test de Mann Kendall (M-K) (Kendall, 1975).

$$S = \sum k - 1n - 1 \sum j - k + 1n \operatorname{sgn}(x_j - x_k) \quad (\text{Eq. 5})$$

donde S es el número de diferencias positivas menos el número de diferencias negativas. Si S es un número positivo, las observaciones obtenidas posteriormente en el tiempo tienden a ser mayor que las observaciones anteriores. Si por el contrario es negativo, las observaciones realizadas posteriormente en el tiempo tienden a ser más pequeñas que las observaciones anteriores.

La correlación estadística entre las variables utilizadas (Eq. 6) se realiza mediante el coeficiente de correlación de Kendall (Kendall, 1938). Se utilizan niveles de significancia (p value) representadas con asteriscos en el texto: 0.001 (***) , 0.01 (**) y 0.5 (*):

$$\omega = 12 \sum D^2 / m^2 n (n^2 - 1) \quad (\text{Eq. 6})$$

donde ω es el estadístico de Kendall, $D = \sum R - (\sum R/n)$, m es el rango de evaluadores, n es el número de objetos, y $\sum R$ es la suma de rangos, La significancia del coeficiente de Kendall viene dada por la expresión de la Eq. 7:

$$(7) c^2 = k (N - 1) \omega \quad (\text{Eq. 7})$$

donde c^2 está distribuido como chi-cuadrado con $N - 1$ grados de libertad, k es el número de evaluadores, N es el número de sujetos y ω es el coeficiente de Kendall.

Finalmente, para el análisis de relación entre las variables analizadas de los procesos de inversión térmica y las temperaturas mínimas superficiales, se aplica un proceso de Análisis de Componentes Principales (PCA). El objetivo del PCA es encontrar combinaciones lineales de las variables con mayor varianza. La idoneidad del análisis factorial se determinó mediante dos criterios. Por un lado, la medida de adecuación muestral de Kaiser-Meyer-Olkin (KMO) como medida de homogeneidad de variables (Kaiser, 1958; Sharma, 1996). Una medida de KMO superior a 0,50 es aceptable para el análisis PCA. Por otro, la prueba de esfericidad de Bartlett (Snedecor y Cochran, 1983), que prueba si la matriz de correlación es una matriz de identidad, lo que indicaría que el modelo factorial es inapropiado.

3. Resultados

3.1. Características de los procesos de inversión térmica nocturna (ITN)

A partir del análisis de los sondeos atmosféricos diarios (1986-2015), se han identificado dos tipos principales de inversiones térmicas con características diferentes: (1) inversiones de superficie (SBI), e (2) inversiones elevadas (ELI). Se constata una elevada frecuencia de ITN, con el 83,7% de las madrugadas anuales.

La distribución mensual de las inversiones térmicas identificadas en los sondeos atmosféricos guarda estrecha relación con la duración de las situaciones de tiempo atmosférico a lo largo del año. Así pues, durante el periodo estival e invernal, caracterizados por largos periodos anticiclónicos, se registran los porcentajes más elevados de eventos de ITN (87,8% en julio y 87,1% en enero) en contraposición a los valores porcentuales más bajos observados en los meses equinocciales (78,8% en octubre o 79,8% en mayo). En este último caso existe una mayor influencia de nubosidad y viento asociados al paso de vaguadas y perturbaciones atlánticas de latitudes más altas (Figura 2).

De acuerdo con los umbrales de intensidad de inversión (I) de Tavousi y Abadi (2016), los periodos de aire cálido estable en la ciudad de Murcia son los más frecuentes a lo largo del año (65,1%), con mayor predominio en época invernal (78,0%). Las condiciones inestables representan, en cambio, sólo el 16,3% de las madrugadas del año, y el 14% durante el invierno (Tabla 2). Ello corrobora el predominio anticiclónico y las condiciones estables en el área de estudio.

Tabla 2. Distribución porcentual (%) de situaciones de estabilidad nocturna (1986-2015), de acuerdo con el índice de intensidad de inversión (I) de Tavousi y Abadi (2016).

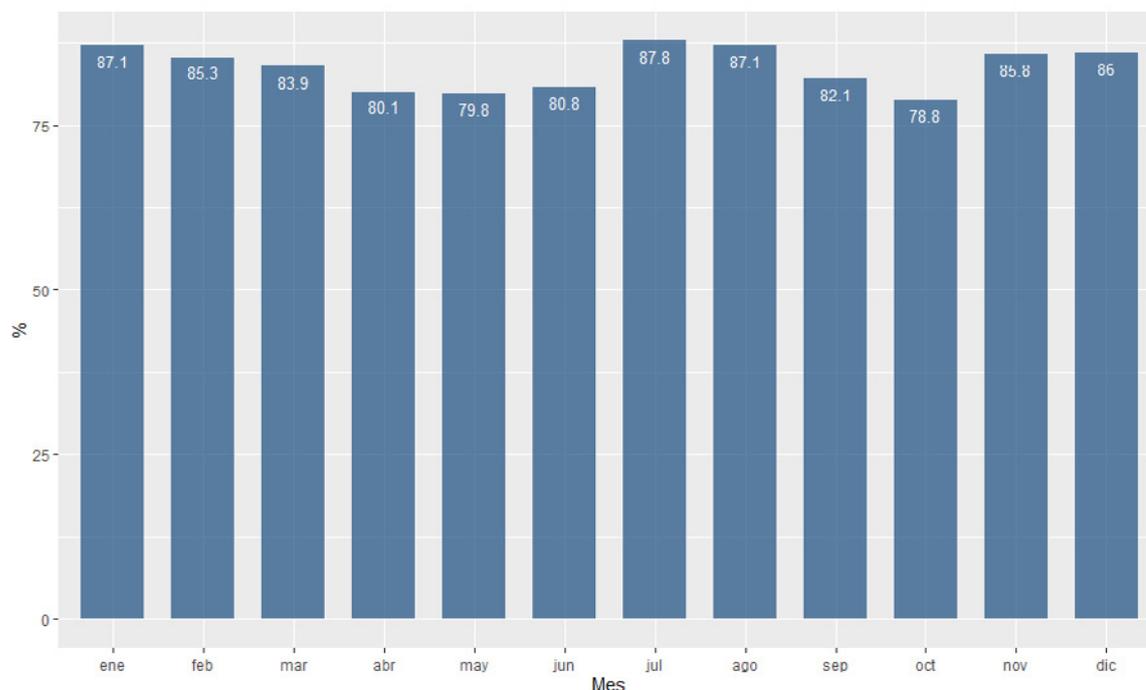
I	TIPO	INVIERNO	PRIMAVERA	VERANO	OTOÑO	AÑO
>0	Aire cálido estable	77,8	62,7	52,6	67,4	65,1
<0	Subsidencia inestable	13,9	18,7	14,8	17,8	16,3
= 0	Condiciones neutras	8,3	18,6	32,6	14,8	18,6

Fuente: Datos sondeos atmosféricos nocturnos (AEMET). Espín Sánchez (2021).

Los meses con mayor porcentaje de madrugadas de ITN corresponden al período estival (julio, 87.8% y agosto, 87.1%). De igual modo, los meses invernales de enero y diciembre, con clara influencia de cielos despejados, presentan una frecuencia relativa importante (87.1 y 86.0% respectivamente). Por el contrario, los meses más húmedos en la región de Murcia, como octubre y abril, no superan el 80.0% de las ITN a lo largo del mes (Figura 2).

Los eventos de ITN en la ciudad de Murcia son predominantemente superficiales (SBIs), con un porcentaje anual del 80,8%. Las ELIs, por su parte, son poco frecuentes a lo largo del año (19,2%), y se concentran principalmente en la época cálida del año (79,4% del total anual, entre mayo y septiembre) (Figura 3).

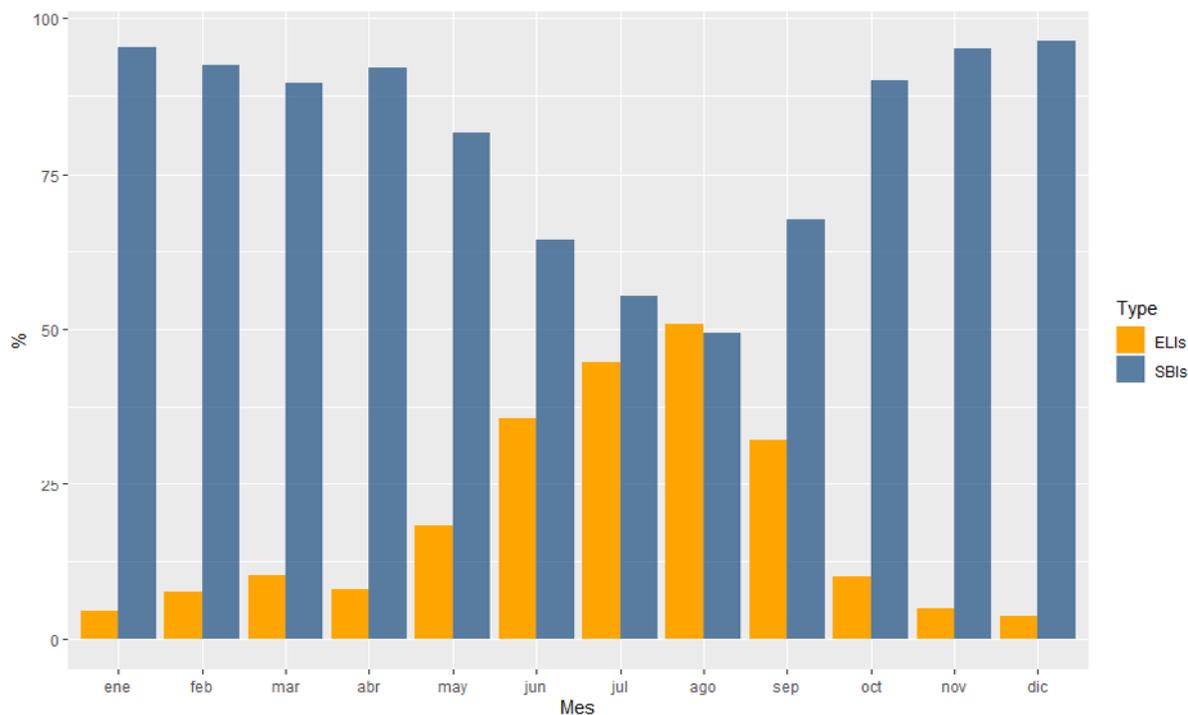
Figura 2. Frecuencia relativa mensual de jornadas con inversión térmica nocturna (1986-2015).



Fuente: Datos sondeos atmosféricos nocturnos (AEMET). Espín Sánchez (2021).

En consecuencia, desde el mes de octubre a abril (periodo más frío del año), el porcentaje de SBIs no desciende del 90% en el total de sucesos de procesos de inversión térmica (Figura 3). Por el contrario, los meses estivales registran un porcentaje mayor de ELIs (entre el 50 y 65%), con un ascenso del estrato de inversión bastante más marcado. Tal es el caso del mes de agosto, donde la frecuencia de inversiones elevadas (ELIs) es ligeramente superior (50,7%) a la de las inversiones superficiales (SBIs). En definitiva, se registran SBIs especialmente en invierno, con una acumulación superior al 95% del total en los meses de diciembre, enero, y febrero.

Figura 3. Distribución mensual de las SBIs y ELIs (1986-2015)



Fuente: Datos sondeos atmosféricos nocturnos (AEMET). Espín Sánchez (2021).

Los eventos de ITN presentan una variabilidad mensual considerable en el área de estudio. Ocurre del mismo modo con las jornadas consecutivas de inversión (episodios), aunque las diferencias son menos marcadas. La duración media de los episodios de ITN contabilizados durante el periodo de análisis (758 episodios) es de 3,1 días (Tabla 3). Se trata, en general, de episodios de inversión poco duraderas, asociadas principalmente a la persistencia de situaciones de estabilidad anticiclónica durante los meses de invierno en el sureste peninsular. El mayor número medio de episodios se registran durante la época invernal, con 3,1 episodios durante diciembre y enero.

Los meses invernales, y aquellos más próximos (marzo y noviembre), registran un mayor número medio de días por episodio (4,3 días en enero y diciembre). Durante los meses centrales del año (periodo cálido) la longitud de los episodios de ITN es relativamente más corta (inferior a 3,0 días desde mayo a septiembre). Las medias obtenidas enmascaran episodios de larga duración. El más duradero se registra desde el 24 de febrero al 20 de marzo de 1997, con 25 jornadas consecutivas con procesos de ITN.

Tabla 3. Características medias mensuales de las variables analizadas (1986-2015).

	E	F	M	A	My	J	Jl	A	S	O	N	D
Nº medio episodios ITN	3,1	2,6	2,8	2,3	1,7	1,5	1,4	1,5	1,4	1,5	2,6	3,1
Dur. episodios (días)	4,3	3,5	4,0	3,0	2,4	2,7	2,7	2,1	1,5	2,5	3,9	4,3
T _{BASE} (°C)	8,0	8,8	10,7	12,8	15,7	18,7	21,2	21,9	19,5	16,1	11,8	9,1
T _{TOP} (°C)	11,5	12,3	13,8	15,2	17,8	20,8	23,8	24,3	21,7	18,5	15,0	12,8
Z _{BASE} (m)	111,7	134,2	177,9	146,7	250,8	395,7	507,0	557,4	386,1	192,1	128,8	97,5
Z _{TOP} (m)	351,4	384,6	475,2	397,2	528,1	731,8	947,8	936,0	662,1	423,4	355,7	355,1
DT _{INV} (°C)	3,5	3,4	3,1	2,4	2,2	2,1	2,6	2,4	2,1	2,4	3,2	3,7
DZ _{INV} (m)	239,7	250,3	297,2	250,2	277,4	336,0	439,8	379,3	275,9	231,9	226,7	254,3
LR (°C)	2,2	2,1	1,8	1,8	1,7	1,2	0,9	0,9	1,3	1,7	1,9	2,0
PA (hPa)	1015,2	1014,7	1012,5	1008	1008,7	1009,2	1008,9	1008,4	1009	1009,9	1011,6	1013,4
T850 (°C)	4,3	4,7	6,8	7,8	12,0	15,8	20,3	20,8	16,2	11,4	7,7	5,8
T500 (°C)	-20,5	-20,6	-19,2	-18,9	-15,5	-11,8	-9,0	-9,4	-11,1	-14,0	-16,8	-19,7

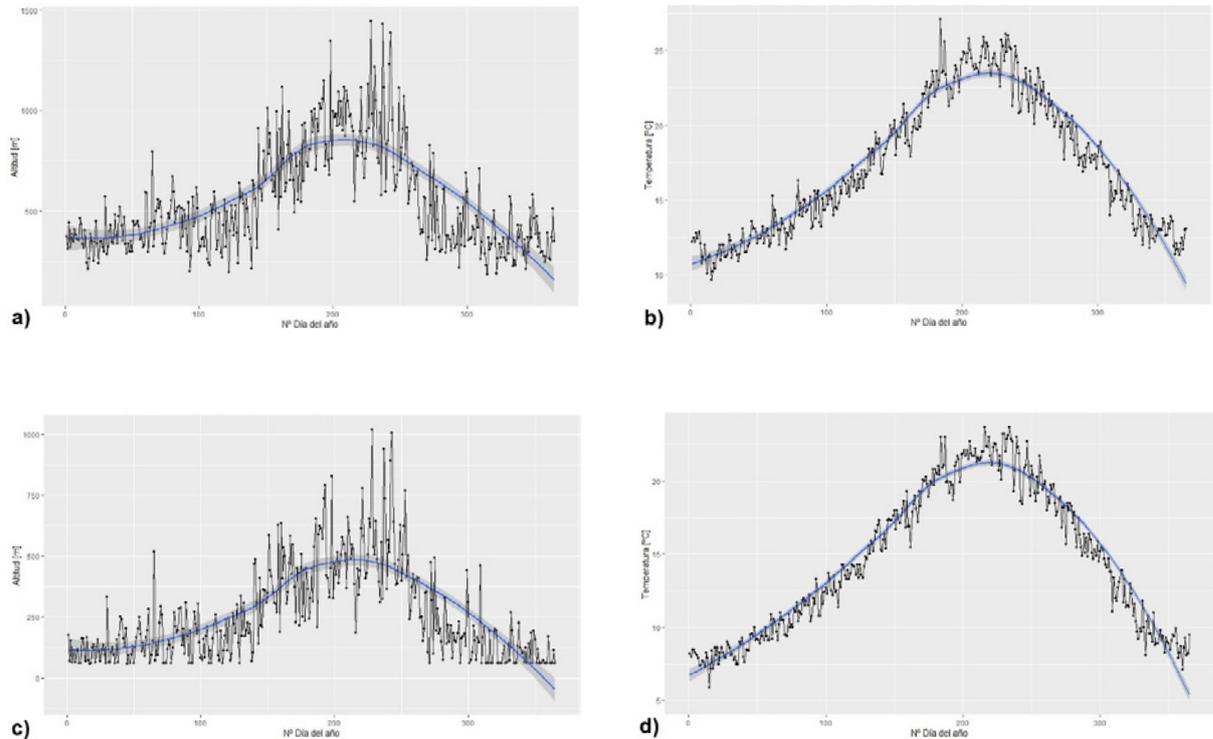
Fuente: Datos sondeos atmosféricos nocturnos (AEMET). Elab. propia.

La Z_{BASE} del estrato de ITN viene definida por la altitud a partir de la cual la temperatura aumenta en su ascenso. Obtiene un valor medio anual de 258,6 m, siendo, por tanto, un estrato de baja altitud. La Z_{BASE} presenta una importante variabilidad anual, con un rápido e importante incremento altitudinal durante los meses de verano (554,8 m. en agosto y 513,3 m. en julio).

A pesar de un promedio inferior a 300 m, se encuentra sujeta a una gran variabilidad mensual. Los resultados muestran un predominio relevante de estratos superficiales (79,6%), con una Z_{BASE} de 62 m (equivalente a la altitud del CMT de Guadalupe, desde donde son lanzados los sondeos atmosféricos). Durante el periodo invernal, el peso relativo de los estratos de ITN superficiales se incrementa, registrando casi un predominio total durante los meses de enero, febrero y marzo (93,0%). En dichos meses, la altitud de la base del estrato de ITN es la más baja del año, con valores de 97,7 m en diciembre y 109,1 m en enero. Durante los últimos días de enero se registra la menor altitud de la Z_{BASE} (80 m), siendo un estrato prácticamente superficial marcado por el importante descenso de la radiación solar en época invernal (Figura 4c).

La altitud del tope del estrato de inversión térmica nocturna (Z_{TOP}), o nivel donde la temperatura empieza a descender con el ascenso altitudinal, aparece a una altitud media anual de 544,5 m. Es un valor que puede definirse de baja altitud, a diferencia de otros lugares de la Península Ibérica (provincia de Castellón), con valores situados entre 500 y 1000 m de altitud (Quereda et al., 2004). Durante los meses invernales, la Z_{TOP} registra los valores más bajos del año. Desde principios de diciembre, y hasta el mes de febrero, la altitud media se sitúa en 344 m. La altitud media del estrato de inversión es manifiestamente más elevada durante los meses estivales. A finales de julio, y durante el mes de agosto, se registran valores de 948,5 m (Figura 4a).

Figura 4. Evolución media anual de: a) altitud del tope del estrato (Z_{TOP}), b) temperatura del tope del estrato (T_{TOP}), c) altitud de la base del estrato (Z_{BASE}), y d) temperatura de la base del estrato (T_{BASE}) de las ITN (1986-2015). Línea azul representa un método de suavizado de paso bajo (smoothing method loess).

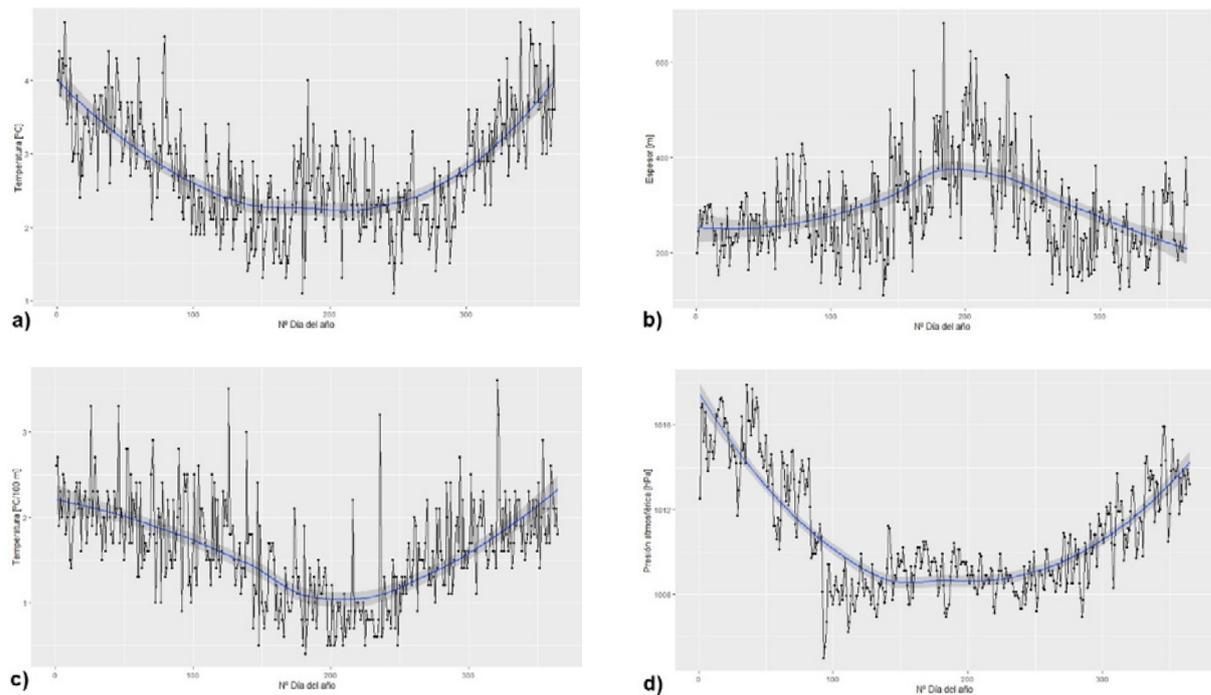


Fuente: Datos sondeos atmosféricos nocturnos (AEMET). Espín Sánchez (2021).

La temperatura de la base del estrato de inversión nocturna (T_{BASE}) obtiene un valor medio anual de $14,5^{\circ}\text{C}$. Registra una distribución anual similar a las temperaturas superficiales registradas en los observatorios meteorológicos, con un mínimo en enero ($8,0^{\circ}\text{C}$) y un máximo en agosto ($22,0^{\circ}\text{C}$) (Figura 4d). Se trata de temperaturas templadas, más elevadas que las registradas en superficie en el observatorio del CMT de Guadalupe con mínimas de $4,7^{\circ}\text{C}$ en enero y $20,9^{\circ}\text{C}$ en agosto. Son valores de $1,1$ a $3,3^{\circ}\text{C}$ superior a los registrados en superficie, evidenciando una importante inversión de temperatura nocturna (00 h UTC).

La temperatura media anual del tope o techo del estrato de ITN (T_{TOP}) es de $17,3^{\circ}\text{C}$, con extremos térmicos de $11,5^{\circ}\text{C}$ en enero y $23,4^{\circ}\text{C}$ en agosto (Figura 4b). Registra el mismo patrón distribucional que la T_{BASE} a lo largo del año, a pesar de no estar influenciado por la superficie. Vuelven a ser temperaturas elevadas teniendo en cuenta la altitud a la que se registran y la hora nocturna del sondeo (00 h UTC). La altitud media donde se registran constituye un nivel relativamente elevado en el conjunto anual (544 m). La variabilidad anual es tremendamente importante, con extremos absolutos de temperatura en el mes de agosto de 35 a 6°C . Depende, en buena parte, de la gran oscilación altitudinal de la Z_{TOP} en época estival, bajo la influencia de las dorsales anticiclónicas y las inversiones de subsidencia.

Figura 5. Evolución media anual de: a) intensidad media (DT_{INV}), b) espesor medio (DZ_{INV}), c) gradiente térmico vertical (LR), y d) presión atmosférica superficial (PA) de las ITN (1986-2015). Línea azul representa un método de suavizado de paso bajo (smoothing method loess).



Fuente: Datos sondeos atmosféricos nocturnos (AEMET). Espín Sánchez (2021).

La intensidad de los procesos de inversión térmica nocturna (DT_{INV}) presenta una gran variabilidad a lo largo del año. La diferencia media de temperatura entre la base y el techo del estrato de inversión es de $2,8^{\circ}\text{C}$, sin duda, un valor elevado si se considera que el espesor del estrato apenas tiene 286 m ($1,6^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m}$ de LR). La DT_{INV} es considerablemente menor en los meses estivales y tardo-estivales ($2,1^{\circ}\text{C}$ en junio y septiembre), debido principalmente a la reducción de horas nocturnas. Durante los últimos días de diciembre, y primeros de enero, los registros son los más elevados del año ($3,8^{\circ}\text{C}$), con un máximo secundario a finales de febrero y principios de marzo ($3,6^{\circ}\text{C}$) (Figura 5a).

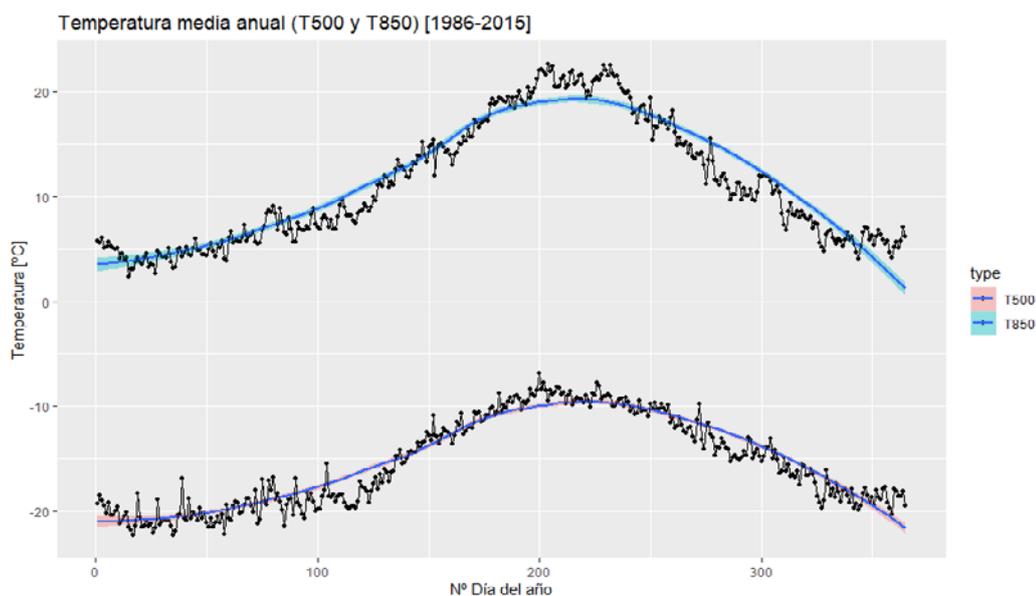
El espesor del estrato de ITN (DZ_{INV}) es de vital importancia para el análisis de la intensidad relativa de la inversión (gradiente parcial), como se detalla más adelante. Fluctúa de forma importante a lo largo del año, registrando un espesor medio anual de 286,0 m. Durante los meses de invierno el DZ_{INV} obtiene el menor espesor anual (234,8 m en enero y 247,1 m en febrero). Por su parte, los valores ascienden progresivamente durante los últimos días de junio y principios de julio hasta 500 m (Figura 5b).

La relación entre intensidad (DT_{INV}) y espesor (DZ_{INV}) del estrato de ITN determina el gradiente de temperatura parcial o gradiente térmico vertical (LR). El valor medio a lo largo del año se sitúa en $1,6^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m}$, aunque presenta una importante variabilidad anual. Los meses invernales registran el LR más elevado ($2,2^{\circ}\text{C}$ en enero y $2,1$ en febrero de media), constituyendo valores relativamente elevados, que, en combinación con mecanismos de superficie o altitud, intensifican ampliamente sus valores (Gil y Olcina, 2017). Durante los primeros días de febrero y marzo en su conjunto se registran los valores más elevados ($2,3^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$), coincidiendo con una mayor DT_{INV} y un espesor relativamente escaso. Mientras, en los meses de verano, el LR disminuye conside-

rablemente ($1,0^{\circ}\text{C}$ en julio y agosto), valor más próximo al gradiente adiabático seco (DALR) de atmósferas neutras (Figura 5c).

La presión atmosférica superficial (PA) juega un papel fundamental en la configuración de los procesos de ITN. En el CMT de Guadalupe (AEMET), desde donde se realizan los sondeos atmosféricos, la presión atmosférica media anual es de 1010,8 hPa. Se trata de un valor ligeramente influenciado por las bajas presiones estivales (Figura 5d). Durante los meses invernales aparecen los registros más elevados, coincidiendo con la instauración de anticiclones subtropicales en las inmediaciones de la Península Ibérica (1015,1 hPa en enero o 1014,7 en febrero). Los valores más elevados del año aparecen durante la segunda quincena de febrero (1018,0 hPa), con un brusco descenso desde marzo a mayo. Por su parte, los meses estivales y equinocciales registran los valores más bajos del año, asociados a una mayor inestabilidad y al predominio de bajas presiones de origen térmico sobre la Península (1008,5 hPa en agosto o 1008,7 en mayo). Es durante el mes de mayo cuando se registra la PA más baja (1007 hPa), con un mínimo secundario a principios de septiembre y durante el mes de agosto (1008 hPa).

Figura 6. Evolución de la temperatura media (T850 y T500) en las ITN (1986-2015). Línea azul representa un método de suavizado de paso bajo (smoothing method loess).



Fuente: Datos sondeos atmosféricos nocturnos (AEMET). Espín Sánchez (2021).

Las temperaturas en los geopotenciales de 850 y 500 hPa (unos 1500 y 5500 m de altitud) proporcionan información relevante en niveles medios-altos atmosféricos. Durante los meses invernales, la T850 y T500 obtienen valores medios de $4,3$ y $-20,5^{\circ}\text{C}$ respectivamente. Se trata de temperaturas frías, que generan recurrentes heladas en valles de elevada altitud (>1500 m). Este aspecto se tratará con profundidad en el Capítulo 4. Durante los primeros días de enero es el momento más frío del año, con temperaturas medias de $2,5$ y $-23,0^{\circ}\text{C}$ a 850 y 500 hPa respectivamente (Figura 6). Por su parte, los meses estivales registran las temperaturas más elevadas del año, con valores de $22,6^{\circ}\text{C}$ (850 hPa) a mediados de agosto. La influencia de las burbujas cálidas en niveles medios atmosféricos, asociados a dorsales anticiclónicas en el sur de la Península Ibérica, genera temperaturas más elevadas en el geopotencial a 500 hPa ($-8/-9^{\circ}\text{C}$).

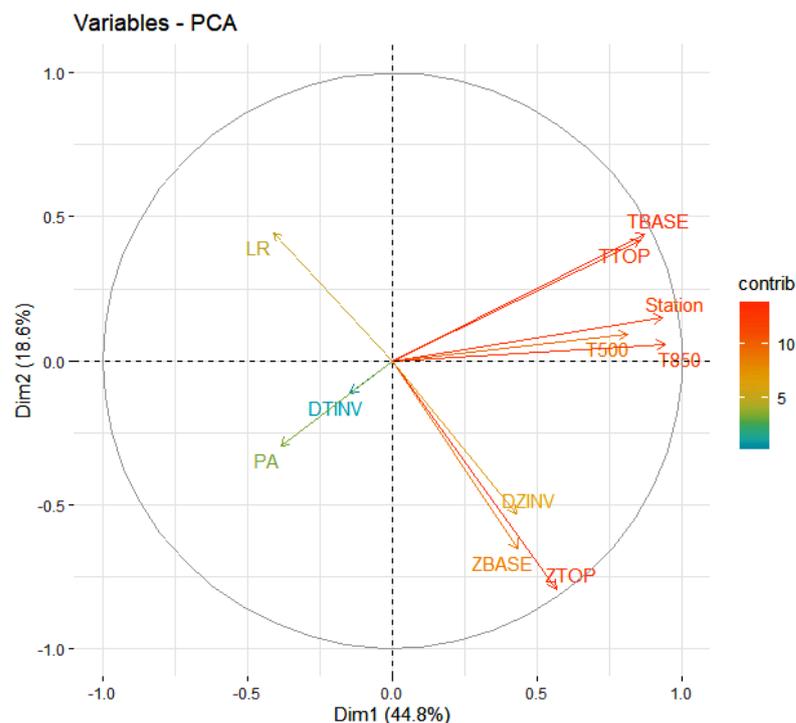
3.2. Influencia de los procesos de ITN en las temperaturas mínimas superficiales: capacidad de intensidad de inversión (C_{INV})

Las temperaturas mínimas superficiales están sujetas a los procesos de inversión térmica nocturna, y a sus variables asociadas. Para determinar la influencia que ejercen los diferentes factores analizados en los sondeos atmosféricos, se lleva a cabo un Análisis de Componentes Principales (PCA).

Para comprobar la viabilidad del PCA se han realizado previamente varias pruebas y test estadísticos. La determinante de la matriz de correlaciones de las variables analizadas muestra un valor bajo (-0.000862), es decir, muy próximo a 0, lo que indica una alta multicolinealidad entre las variables. El Test de Bartlett (Bartlett's K-squared = 248980, df = 10, p-value < 2.2e-16) expresa la existencia de una homogeneidad en las varianzas, y por consiguiente un buen número de correlaciones positivas entre las variables. Del mismo modo, el Test de Kaiser-Meyer-Olkin (KMO) compara los valores de las correlaciones entre las variables y sus correlaciones parciales. Si el índice KMO está próximo a 1, el PCA es viable. Si el índice es bajo (próximo a 0), el PCA no tendrá una aplicabilidad relevante. En el presente caso, los resultados muestran un valor intermedio, en torno a 0,5.

Las temperaturas mínimas generadas durante las madrugadas con procesos de ITN, están fuertemente influenciadas por dos componentes principales: (1) las características térmicas de la masa de aire (reflejada en T500 y T850) y su transferencia a la temperatura del estrato de ITN, y (2) la altitud de la capa de inversión térmica, así como al espesor de la misma. El pronóstico de ambos grupos es clave para la predicción de temperaturas mínimas en madrugadas con condiciones atmosféricas estables (Figura 7).

Figura 7. Gráfico Biplot PCA. "Station" hace referencia a las temperaturas mínimas de 22 observatorios meteorológicos del área de estudio.



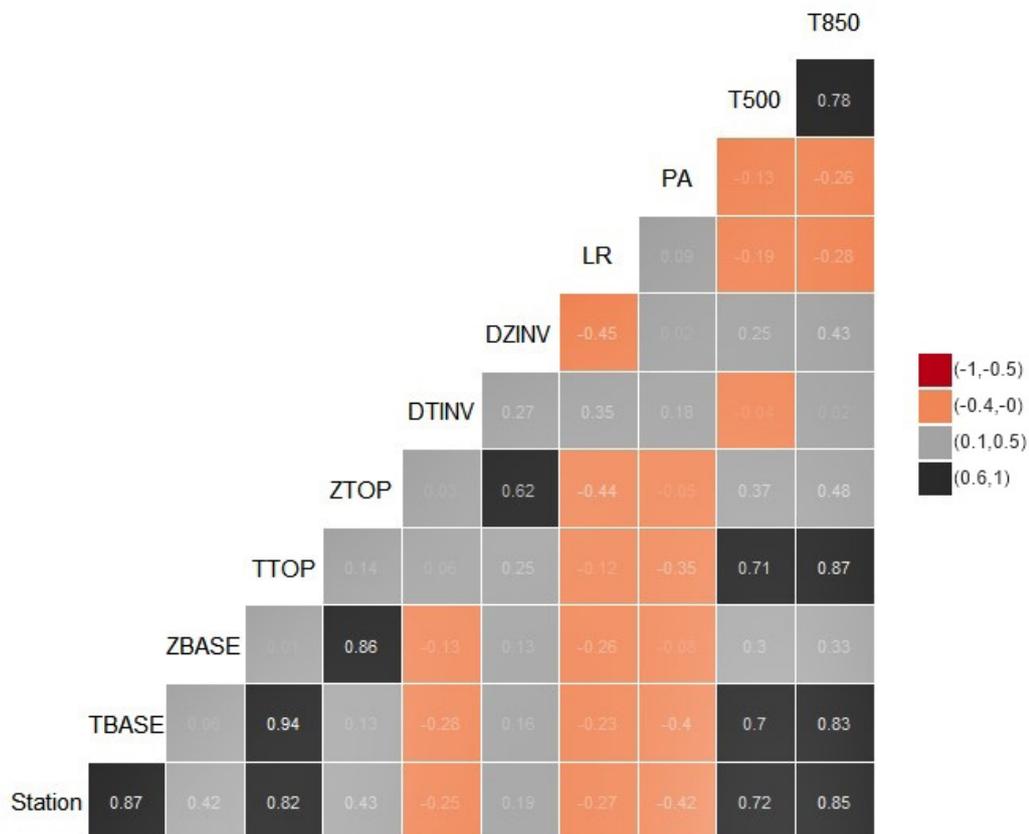
Fuente: AEMET. Espín Sánchez (2021).

Las T_h en los observatorios meteorológicos analizados (DHS) obtienen una significativa correlación con las T_{850} y T_{500} . ($0,85^{***}$ y $0,72^{***}$ respectivamente) (Figura 7). Las temperaturas en el nivel geopotencial de T_{500} (menos influenciadas por la superficie terrestre) guardan menor relación con las temperaturas superficiales. Las temperaturas registradas en la capa de ITN obtienen correlaciones estadísticas entre $0,87$ y $0,82^{***}$, lo que corrobora la importancia de la temperatura en diferentes niveles altitudinales.

La presión atmosférica (PA), con mayor varianza explicada, influye en la reducción de las temperaturas mínimas superficiales, aunque con una correlación estadística no demasiado alta ($-0,42^{***}$). Las dorsales anticiclónicas y altas presiones en superficie parecen tener una clara influencia en los valores mínimos más bajos.

El espesor o DZ_{INV} presenta una correlación importante con la Z_{TOP} ($0,62^{***}$). El espesor de los estratos de ITN aumenta a medida que el tope del estrato se sitúa a mayor altitud, aunque apenas mantiene correlación estadística con la altitud de la base del estrato (Z_{TOP}). Además, a mayor T_{850} , la DZ_{INV} aumenta, lo que genera estratos de mayor espesor ($0,48^{***}$) (Figura 8). Ello adquiere una gran relevancia, ya que el aumento de espesor está relacionado con un aumento altitudinal del tope del estrato, pero no de la base, lo que corrobora el carácter superficial de las inversiones térmicas en el área de estudio. Por su parte, la DT_{INV} o la intensidad de inversión no parece estar influenciada por ninguna otra variable, si bien, se advierte que las intensidades son mayores conforme disminuyen las temperaturas superficiales ($-0,25^{**}$).

Figura 8. Matriz de correlación estadística según Kendall. "Station" hace referencia a las temperaturas mínimas de 22 observatorios meteorológicos del área de estudio.

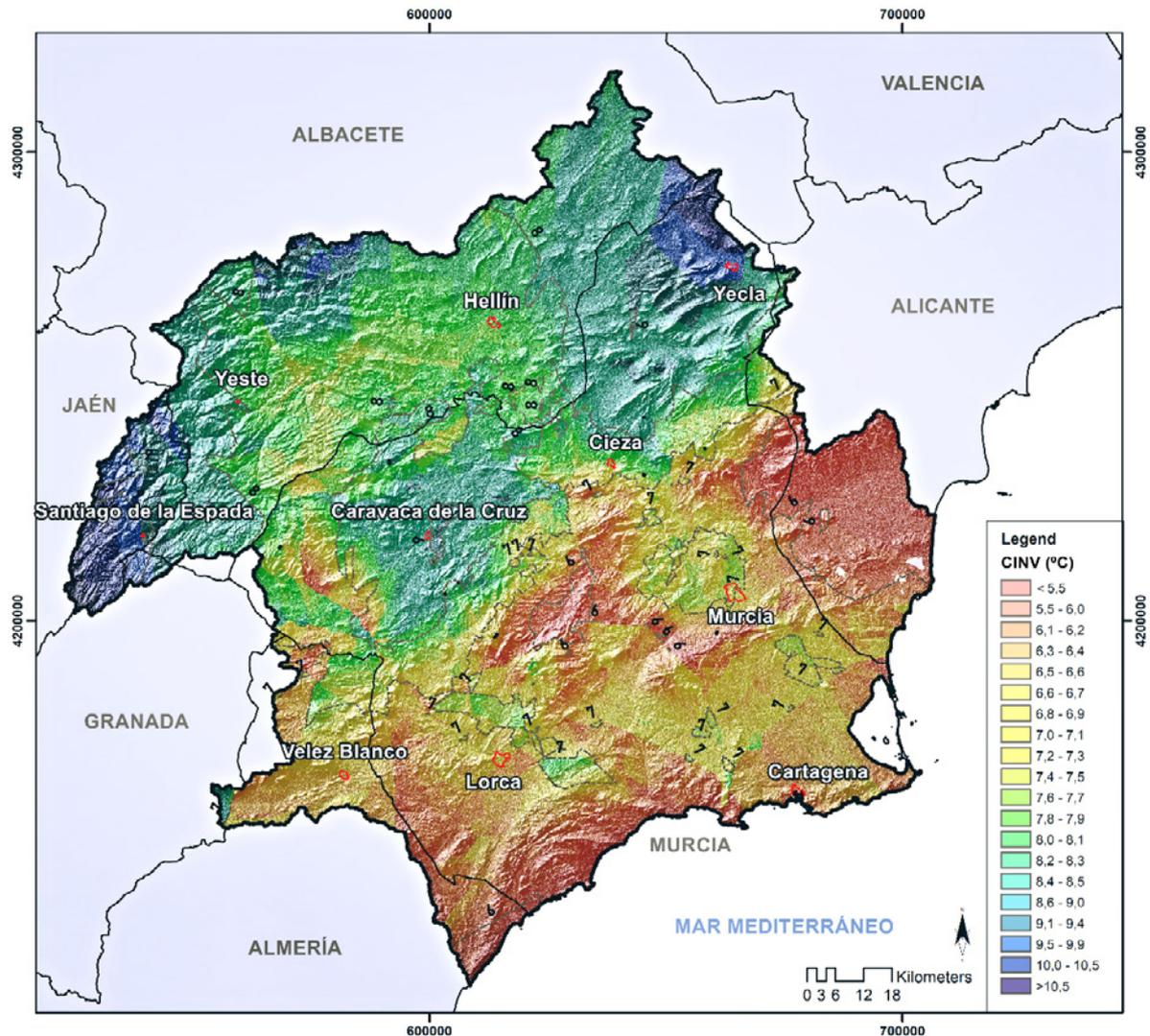


Fuente: AEMET. Espín Sánchez (2021).

Los procesos de ITN influyen notablemente en la distribución espacial de las temperaturas mínimas. Los fenómenos de inversión térmica generan diferente intensidad de inversión según la tipología y altitud de la depresión, y la orografía contigua. A través del índice propuesto de la capacidad de inversión térmica (C_{INV}) es posible cuantificar la capacidad de un territorio para hacer descender la temperatura en madrugadas estables. Se definen tres ámbitos geográficos con procesos intensos de inversión térmica (Figura 9): el sector centro-occidental del área de estudio (subcuencas hidrográficas del Quípar y Argos), con valores superiores a $9,9^{\circ}\text{C}$ (intensidad fuerte), el sector más septentrional de la Región de Murcia (Comarca del Altiplano) los valores medios se sitúan en torno a 10°C , y finalmente el sector más occidental de la DHS (Sierra de Segura y Valle del río Mundo), presenta los valores de C_{INV} más elevados del área de estudio, con una capacidad de inversión muy fuertes ($>11,7^{\circ}\text{C}$).

Los valores máximos absolutos de C_{INV} son realmente elevados en los sectores más occidentales de la DHS (Campos de Hernán Perea, paraje de Monterilla, y cabecera del río Segura), donde se registra hasta $26,3^{\circ}\text{C}$ (17 enero de 2018).

Figura 9. Distribución espacial de la C_{INV} media (2016-2018).



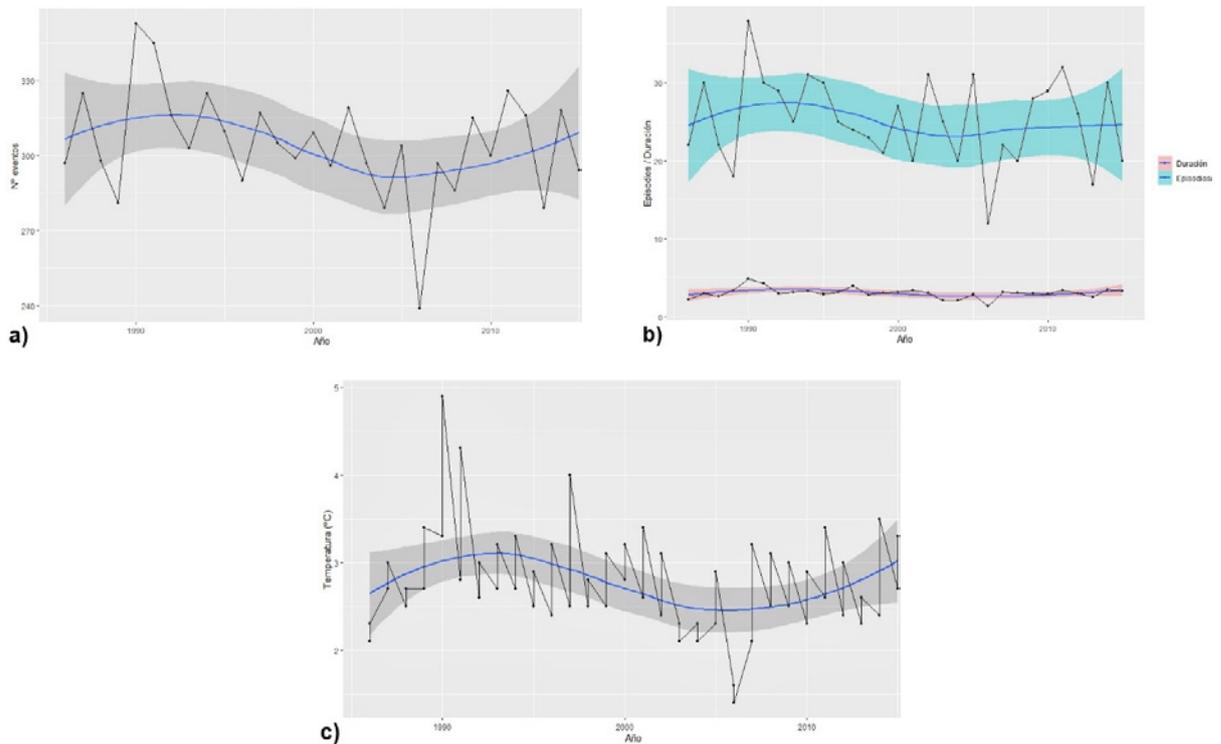
Fuente: AEMET. Espín Sánchez (2021).

3.3. Tendencia temporal de los episodios de ITN (1986-2015)

El número de eventos diarios de ITN disminuye, de forma general, durante las últimas tres décadas (-7,9 días/década), si bien, tras el descenso de 1990 a 2005 se produce una tendencia ascendente hasta la actualidad (Figura 10a). No presenta significancia estadística anual, si bien, aunque la pendiente es ligera, las madrugadas estables experimentan una disminución progresiva (Tabla 4). La tendencia es significativa durante los meses de julio, agosto y septiembre, apoyada en un P-value inferior a 0,05 según el Test de Wilcoxon Signed-Rank (-1,5 y -2,0 días/década). Un aspecto especialmente relevante es la débil tendencia positiva durante el periodo invernal (0,4 días/década), con ascensos marcados en diciembre y enero, los únicos meses con registros positivos destacables (Tabla 4). Se trata de un aspecto tremendamente interesante, pues coincide con la etapa donde se concentran los eventos y episodios más intensos del año.

Los episodios de inversión térmica analizados durante las tres últimas décadas experimentan un ligero descenso (-1,1 episodios/década), aunque no es un valor estadísticamente significativo (Figura 10b). Se constata un mayor descenso en agosto y septiembre (época cálida), con tasas de -0,5 episodios/década (ratificadas por un P-value <0.05). Durante el resto del año, en general, los resultados no son concluyentes, si bien, sólo los meses más fríos del año (diciembre y enero) son los únicos que experimentan un ligero crecimiento (0,2 episodios/década).

Figura 10. Evolución anual del: a) número de eventos de ITN, b) duración y número de episodios de ITN, y c) intensidad media (DT_{INV}) de los eventos de ITN (1986-2015).



Fuente: Datos sondeos atmosféricos nocturnos (AEMET). Espín Sánchez (2021).

Por su parte, la duración de los procesos de ITN requiere una interpretación más compleja, ya que presenta un descenso anual poco relevante (-0,1 días/década), y arroja pocas claves sobre su comportamiento en las últimas décadas. Gran parte de los meses anuales experimentan un descenso entre -0,4 y -0,6 días/década, aunque sólo agosto muestra niveles estadísticamente signifi-

cativos de acuerdo con las pruebas de Kendall y Wilcoxon. El resto del año, los valores se sitúan entre 0,1 y 0,4 días/década.

En definitiva, las jornadas estables con inversiones térmicas nocturnas (ITN), así como su persistencia y duración (episodios), experimentan ligeros descensos generales durante las últimas décadas, si bien, la mayoría no muestran cambios estadísticamente significativos. Los cambios más relevantes se producen durante la época cálida (verano), con significancia estadística en algunos meses. Los meses invernales de enero y febrero experimentan un ligero aumento en el número de madrugadas estables de ITN. Por último, a finales de la década de los 80 y principios de los 90 se produce un incremento de los eventos y episodios de inversión nocturna, con un repunte actual en los últimos años.

Durante las últimas décadas el estrato de ITN registra un progresivo ascenso altitudinal (Tabla 4). La Z_{BASE} aumenta a razón de 74,7 m/década como promedio (P-value < 0.05), y en un grado considerablemente mayor durante los meses estivales de junio (295,1 m/década) y julio (118,7 m/década). Durante el periodo invernal, y noviembre, la altitud de la base del estrato apenas experimenta variaciones notables (-19,0 m/década).

Tabla 4. Tendencia mensual por década para diferentes variables analizadas (1986-2015). En negrita, estadísticamente significativo según Kendall y Wilcoxon Signed Rank con un nivel de significancia <0.05.

	E	F	M	A	My	J	Jl	A	S	O	N	D
Nº EVENTOS	1,0	-1,4	-1,3	-0,7	-1,2	-0,2	-1,9	-1,9	-1,5	0,1	-0,5	1,6
Nº EPISODIOS	0,2	-0,2	0,0	-0,1	-0,2	0,1	-0,1	-0,5	-0,5	0,0	0,0	0,0
DURACIÓN (DÍAS)	0,1	-0,5	-0,5	0,1	-0,4	0,4	-0,6	-0,1	-0,1	0,2	-0,6	0,3
T_{BASE} (°C)	0,9	1,0	-0,1	0,9	1,0	-0,4	-0,3	-0,6	-0,6	-0,1	0,4	0,3
T_{TOP} (°C)	0,0	0,4	-0,6	0,6	0,4	-0,6	-0,6	-1,4	-0,8	-0,6	-0,2	-0,1
Z_{BASE} (m)	19,9	97,6	51,1	98,7	77,7	295	119	28,7	0,2	94,3	-18,9	33,8
Z_{TOP} (m)	34,1	150	108	143	69,1	358	151	5,8	2,8	189	-15,7	79,5
DT_{INV} (°C)	0,0	-0,3	-0,2	0,0	-0,2	-0,1	-0,3	-0,2	0,0	0,0	-0,2	0,0
DZ_{INV} (m)	14,2	52,2	58,1	44,5	-8,5	63,0	30,7	-20,1	6,1	96,8	7,4	54,4
LR (°C)	-0,8	-0,8	-0,3	-0,7	-0,8	-0,7	-0,7	0,0	-0,4	-0,7	-0,1	-0,5
PA (hPa)	0,6	0,5	0,5	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,2	0,8
T850 (°C)	0,5	0,4	0,7	1,1	0,2	1,1	0,4	-1,0	-1,8	0,3	-0,7	0,5
T500 (°C)	-0,2	1,2	-1,8	0,4	-0,1	0,4	0,2	0,1	-0,3	0,5	-0,8	-0,5

Fuente: Datos sondeos atmosféricos nocturnos (AEMET). Espín Sánchez (2021).

La T_{BASE} registra como promedio un ligero aumento en las últimas décadas (0,2°C/década). El incremento es algo más acusado durante los meses invernales (enero y febrero) y los equinocciales de abril y mayo (entre 0,9 y 1°C / década). Sin embargo, sólo febrero y mayo son estadísticamente significativos, con P-values < 0,05. En los meses cálidos del año (de junio a octubre) se produce, aunque con escaso nivel de significancia, un descenso térmico, especialmente en los meses de agosto y septiembre (-0,6°C/década). En cambio, la T_{TOP} experimenta una tendencia media negativa (-0,3°C), con alto nivel de significancia según el Test de Wilcoxon. Los meses de junio a octubre (-0,6 a -1,4°C/década) presentan los mayores descensos térmicos del techo de la inversión, mientras que la primavera e invierno muestran tendencias ligeramente positivas (0,1°C/década). En ningún caso son dichas tendencias estadísticamente significativas. En general, la

menor influencia de la superficie, asociada a un aumento altitudinal de la Z_{TOP} (74,7 m), provoca el descenso térmico del tope del estrato.

El menor aumento de temperatura en la base del estrato de inversión (T_{BASE}), en detrimento de una disminución más marcada de la T_{TOP} origina una ligera reducción de la DT_{INV} en el periodo de análisis (-0,1°C/década). Según el test de Wilcoxon, la tasa media de todo el periodo es estadísticamente significativa, por lo que de una década a otra los eventos de ITN son, como promedio, 0,1°C menos intensos. No obstante, a escala mensual, salvo febrero que presenta un P-value < 0.05 para una reducción de la intensidad de 0,3°C/década, el resto de los meses no parecen guardar un patrón de tendencia claro. Según la evolución (Figura 10c), la década de los 90 se inicia con dos picos anuales de DT_{INV} muy elevados (4,9°C en 1990 y 4,3°C en 1991), que representan con diferencia las mayores intensidades de todo el período. Le sigue una etapa de estabilidad (1993-1995) con fluctuaciones poco importantes entre los máximos anuales (en torno a 3,3°C), un nuevo pico de 4°C en 1997, y a partir de ahí hasta 2005 una tendencia decreciente (con mínimos de intensidad anuales inferiores a 2,5°C). Posteriormente, hasta el momento actual, se observa una tendencia creciente progresiva, con máximos que aumentan 0,5°C en la última década, situando el pico de DT_{INV} en 3,5°C.

El espesor medio del estrato de inversión aumenta (con significancia estadística) durante las últimas décadas (33,4 m/década). Desde el punto de vista mensual destaca un mayor ascenso registrado en octubre (96,8 m) y varios máximos secundarios que no mantienen un patrón común, repartidos entre todas las estaciones. Incluso, los meses en los que se produce una disminución del espesor de la ITN (mayo y agosto) corresponden a condiciones climáticas muy contrastadas en el área de estudio. Además, los niveles de significación estadística son bajos y en ningún caso pueden obtenerse resultados concluyentes.

El incremento del espesor del estrato (DZ_{INV}), unido a la reducción de la intensidad (DT_{INV}), determina una drástica disminución del gradiente térmico medio vertical (LR) (-0,9°C/década). La mayoría de los meses muestran una tendencia negativa del DZ_{INV} estadísticamente significativa (con P-values relativamente bajos <0.05), que dan robustez y credibilidad a los descensos observados. Este hecho tiene una indudable repercusión en los contrastes térmicos entre zonas de valle y terrenos orográficamente complejos, pudiéndose constatar una menor diferencia de temperatura entre la base y el techo del estrato de inversión (Tabla 4).

La presión atmosférica (PA) durante las jornadas de ITN muestra una tendencia general positiva, siendo estadísticamente significativa (0,4 hPa/década). La PA aumenta en los periodos de mayor recurrencia de procesos de inversión térmica nocturna, especialmente durante la época fría del año (diciembre a marzo) con valores significativos de 0,8 y 0,5 hPa/década respectivamente. El mes de diciembre experimenta el mayor incremento, con un P-value inferior a 0.01 (muy relevante). Por el contrario, en los meses de abril a octubre, apenas se aprecian cambios en la evolución temporal de la PA durante las últimas décadas, de modo que ésta se mantiene prácticamente estable (0,0 - 0,1 hPa/década) (Tabla 4).

Durante este tipo de eventos, a lo largo del período analizado, la temperatura en niveles altos atmosféricos (T500) experimenta un leve descenso (-0,1°C/década). Las tasas de disminución más importantes se producen en primavera y otoño (a menudo en torno a -0,5°C/década). Especialmente relevante es el mes de marzo, donde se registra una reducción estadísticamente significativa (-1,8°C/década). En cambio, los meses estivales e invernales apenas registran variaciones

relevantes (0,1 a 0,2°C/década), a excepción de los meses de diciembre (-0,5°C/década) y febrero (1,2°C/década).

La T850, en un geopotencial con clara influencia para las temperaturas superficiales, presenta tendencias y tasas de variación mensuales muy heterogéneas. Registra una tendencia media positiva (0,2°C/década), que incluye aumentos mensuales particularmente notorios en febrero y abril (0,4 y 1,1°C/década respectivamente). La media estacional de invierno supone un incremento de 0,4°C/década, lo que implica un claro cambio en el grado de influencia sobre las heladas en dicha época del año. Por el contrario, los meses de agosto, septiembre o noviembre registran tendencias negativas, alguna de ellas de cierta relevancia (-1,8°C/década en septiembre).

4. Discusión

El estudio de las inversiones térmicas nocturnas (ITN) en la ciudad de Murcia pone de manifiesto la importancia de las ITN superficiales o SBIs en el Área Metropolitana de la ciudad de Murcia, con el 83,7% de madrugadas anuales. Frecuencias similares a las observadas en otras zonas topográficamente deprimidas del país, como la Depresión de Sariñena (Cuenca del Ebro) en la que suponen un 82,9% (Ezpeleta, 1990). El porcentaje resulta, incluso, algo superior al registrado en extensas áreas llanas continentales como las Southern Great Plains (EE. UU), que presentan un 75%, en gran parte relacionado con una alta frecuencia de madrugadas anticiclónicas (Li *et al.*, 2019). Las jornadas de ITN nocturna son extraordinariamente frecuentes (83,7%) en la ciudad de Murcia. Se trata de frecuencias porcentuales anuales muy elevadas, en consonancia con las observadas en otras regiones semiáridas del planeta. En Teherán (Irán), por ejemplo, Tavousi y Abadi (2016) establecieron un 62,6% el porcentaje de jornadas de ITN al año, correspondiendo el 90% de ellas a origen superficial (SBIs), proporción algo superior a la registrada en Murcia (80,8%).

Las SBIs se muestran predominantes y persistentes en Murcia, particularmente durante el invierno, en el que se registran la mayoría de las heladas y las temperaturas mínimas extremas (93,2% de SBIs, frente a un 6,8% de ELIs). En Polonia, Czarnecka *et al.* (2018) han constatado un claro predominio de las jornadas con ITN superficial (SBIs) (>65% del total anual de eventos diarios de IT, y >90% en invierno). El mayor número de inversiones térmicas en niveles bajos atmosféricos tienen lugar, según Abdul-Wahab *et al.*, (2004), durante la estación invernal, mientras que las de niveles altos tienden a producirse en verano.

El espesor del estrato de inversión térmica (DZ_{INV}) es muy débil en invierno, con valores que se sitúan entre 230 y 240 m. Son resultados similares a los espesores medios invernales registrados en el centro de la Península Ibérica (100 m) (Rasilla *et al.*, 2018), en Irán (128 m) (Tavousi y Abadi 2016), o en Elba (Polonia) (entre 100 y 200 m) (Czarnecka *et al.*, 2018). En todos estos casos, los estratos de inversión superficiales tienen muy poco desarrollo vertical durante el trimestre invernal y un espesor ligeramente moderado en el periodo de abril a octubre). Son resultados compatibles con los obtenidos en el desierto de Taklamakan (China) durante las noches estables de verano, con espesores promedios de la capa de inversión entre 400 y 600 m. (Wang *et al.*, 2016). A principios de diciembre, y durante el mes de febrero, la altitud media se sitúa del estrato de inversión es de 344 m. Es un valor relativamente bajo en comparación con otros ámbitos del planeta con características climáticas similares al sureste peninsular (Teherán – Irán), donde se observan altitudes medias entre 1267 y 1482 m (Halimi *et al.*, 2017).

Stryhal et al. (2017) rebatió el umbral de Z_{TOP} de 1000 m para definir las ELIs, por considerarlo demasiado bajo, proponiendo una altitud tope de 2000 m. Sin embargo, este último umbral no parece ser adecuado para el área de estudio, caracterizada por una gran complejidad orográfica (intercalación de vaguadas, depresiones, hoyas y llanuras prelitorales), y donde un umbral de Z_{TOP} de 2000 m reduciría de forma muy significativa la proporción de ITN definidas como ELIs hasta un 0,08% en la ciudad de Murcia.

Durante la época fría del año, especialmente en el trimestre invernal, los estratos de ITN superficiales presentan un fuerte contraste térmico entre la base y el tope, a pesar de su escaso espesor. Ello genera que la intensidad de inversión (DT_{INV}) sea realmente elevada en la ciudad de Murcia (superior a 5°C en el 45% de las jornadas invernales). Se trata de un valor muy parecido al promedio registrado (2,5°C) en el Área Metropolitana de Guadalajara (México), donde los problemas de contaminación por dióxido de azufre (SO_2), de nitrógeno (N), y por ozono (O_3), constituyen un gran riesgo para la población (García et al., 2012). En el Valle del Henares, el promedio de DT_{INV} es similar, situándose entre 2,1 y 4,0°C (Bello Fuentes, 2008). En otras regiones áridas del planeta (e.g. El Cairo), las intensidades de inversión más importantes se registran también en diciembre, enero y febrero (Kandil et al., 2008). La consecuencia inmediata es la presencia de estratos bajos de ITN con gradientes térmicos verticales (LR) particularmente elevados en invierno (2 a 4°C/100 m).

Los resultados del análisis de evolución temporal de las ITN en la ciudad de Murcia muestran una disminución del número de jornadas con inversiones de madrugada (-9,9 días/década), aunque sujeta a ciertas oscilaciones en las tres últimas décadas, y estadísticamente significativa en los meses de marzo, julio, agosto y septiembre. En determinadas ciudades de Estados Unidos y de Centroeuropa (e.g. Praga) las tendencias temporales durante las últimas décadas muestran una disminución en la frecuencia de ITN superficiales y un aumento en las inversiones elevadas (Knozová, 2008; Bailey et al., 2011; Strylah et al., 2017). Por el contrario, Bailey et al. (2011) afirman que los procesos de inversión térmica nocturna desencadenados a niveles bajos en la zona centro-oeste de EE. UU están aumentando, como consecuencia de cambios recientes en los patrones atmosféricos. En una perspectiva de futuro los datos de radiosondeos proporcionados por el National Climatic Data Center (NCDC) predicen un aumento de las inversiones de nivel bajo en consonancia con un mayor estancamiento regional proyectados por los modelos. Por el contrario, muestran descensos notables en situaciones débiles, llegando a concluir que la calidad del aire en términos generales tenderá a empeorar con el transcurso de los próximos años (Kukkonen et al., 2005; Bailey et al., 2011).

Horton y Siffenbaugh, (2012) predicen un incremento de la estabilidad atmosférica en Europa y en zonas del Mediterráneo, con un aumento de los días invernales de estancamiento atmosférico para las próximas décadas entre 3 y 8 días por año (12-25%), hecho que está en consonancia con los patrones de tendencia positiva observadas en los eventos de ITN de la ciudad de Murcia en los meses de diciembre y enero (1,6 y 1,0 evento/década) respectivamente.

La intensidad (DT_{INV}) y el gradiente térmico vertical (LR) están experimentando un descenso estadísticamente significativo (tasas medias de -0,5 y -0,9°C/década respectivamente), más relevante en invierno, lo que es consistente con la tendencia de disminución de la intensidad de las ITN observada por Hiebl y Schöner (2018) en Austria (tasa media de -0,1°C/década). Por su parte, la Z_{TOP} muestra un ascenso medio importante (106,2 m/década), con valores mensuales estadísticamente significativos en abril y junio (>140 m/década). Se trata de valores parecidos a los

obtenidos por Zhang et al. (2013) a partir del análisis de sondeos en la ciudad de Murcia. Según los resultados del reanálisis del ERA-20C (ECMWF), el techo del estrato de inversión asciende en las regiones de Asia oriental y norte de África a menor ritmo (10 a 14 m/década). Se trata de incrementos más reducidos que los registrados en Murcia, pero que confirman la tendencia ascendente de los estratos de ITN ya detectada en regiones áridas y semiáridas (Zhao et al., 2017). En particular, el aumento de la T_{BASE} en febrero está en concordancia con el estimado por Zhang et al. (2013) en la ciudad de Murcia (0,5°C/década). Este aspecto es clave en la génesis de temperaturas superficiales durante las madrugadas de ITN invernales, debido al ascenso de la Z_{BASE} en dicha estación.

Numerosos estudios señalan que las condiciones para un fuerte enfriamiento radiativo en superficie vienen marcadas por pequeños gradientes de presión horizontal en el centro del anticiclón, cuña o cresta anticiclónica (Bailey et al., 2011; Palarz, 2017). En la ciudad de Murcia se produce un incremento estadísticamente significativo de la presión atmosférica (PA) durante los eventos nocturnos de ITN (0,5 a 0,8 hPa/década), especialmente de diciembre a marzo. Es posible una intensificación de las islas de calor urbanas (ICU) y un aumento del ciclo térmico diario (mayor oscilación térmica diaria). Por ejemplo, se han observado diferencias de entre 4 y 5°C en cabeceras municipales de mediano tamaño (25000 habitantes) como es el caso de Caravaca de la Cruz (Murcia), donde los procesos de ITN son notables en la periferia, pero no en el centro de la ciudad (Espín Sánchez, 2021). Así mismo, recientes investigaciones en la ciudad de Zaragoza muestran una mayor intensidad de la ICU durante las noches (2.5°C) (Cuadrat et al., 2021). Sin duda se trata de una línea de futuro, donde las actuales investigaciones presentan series temporales muy cortas, y es preciso su análisis durante los próximos años.

Respecto al rango térmico diario (DTR), el análisis de 22 estaciones meteorológicas (1950-2020) muestra una tendencia neutra en la Demarcación Hidrográfica del Segura (DHS) (0.0°C/década), si bien, es positiva y estadísticamente significativa (0.3°C/década) en el sector occidental de la DHS (Pontones, Santiago de la Espada, Molinicos, Elche de la Sierra...), donde se produce un aumento de los días de helada anuales (Espín Sánchez, 2021) y un descenso de las precipitaciones invernales en Pontones (-5.6 mm/década) (Ruiz Álvarez, 2021). Los eventos de contaminación atmosférica en la ciudad de Murcia están estrechamente ligados a los procesos de estabilidad nocturna, generando un gran número de episodios a lo largo del año, con un 52% de los días donde se supera la cantidad máxima recomendada de NO_2 (Ortega García et al., 2020). Se trata, por tanto, de una línea de investigación a seguir durante los próximos años, fundamentada principalmente por la importancia de los procesos de ITN en la concentración de contaminantes y efectos en la salud poblacional.

5. Conclusiones

Uno de los principales objetivos de la investigación era la de cuantificar la importancia de los procesos de inversión térmica nocturna (ITN) en el sureste de la península ibérica, así como sus características y origen.

Debido principalmente a la gran recurrencia de las condiciones nocturnas estables (gran cantidad de días despejados al año), los procesos de ITN aglutinan el 83,7% de las madrugadas anuales, especialmente en invierno (93,2%). Se trata, además, de inversiones térmicas de origen superficial (SBI), con un porcentaje anual del 90%.

El aumento de la temperatura de las masas de aire en niveles medio-bajos atmosféricos (T850) durante el invierno, está generando una disminución significativa del número de inversiones nocturnas de temperatura (7,9 días / década). La temperatura en los geopotenciales de 500 y 850 hPa (T500 y T850) generan una gran influencia en la temperatura superficial mínima (R^2 de 0,72 a 0,85).

Finalmente, la intensidad de inversión (DT_{INV}) y el gradiente térmico vertical (LR) están experimentando un descenso estadísticamente significativo (tasas medias de 0,5 y 0,9°C / década respectivamente), más relevante en invierno.

Contribución de autorías

Los/as autores/as de este trabajo declaran que no existe ningún tipo de conflicto de intereses.

Bibliografía

- Abdul-Wahab, S. A., Al-Saifi, S. Y., Alrumhi, B. A., Abdulraheem, M. Y., & Al-Uraimi, M. (2004). Determination of the features of the low-level temperature inversions above a suburban site in Oman using radiosonde temperature measurements: Long-term analysis. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109 (D20). <https://doi.org/10.1029/2004JD004543>
- Bailey, A.; Chase, T. N.; Cassano, J.J. & Noone, D. (2011). Changing Temperature Inversion Characteristics in the U.S. Southwest and Relationships to Large-Scale Atmospheric Circulation. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50, 1307-1323. <https://doi.org/10.1175/2011JAMC2584.1>
- Bello Fuentes, V. (2008). Las inversiones térmicas en el Valle Bajo del Henares. *Serie Geográfica*, 14, 47-60.
- Brümmer, B., & Schultze, M. (2015). Analysis of a 7-year low-level temperature inversion data set measured at the 280 m high Hamburg weather mast. *Meteorologische Zeitschrift*, 24(5), 481-494. <https://10.1127/metz/2015/0669>
- Chung, U.; Seo, H.H.; Hwang, K.H.; Hwang, B.S.; Choi, J.J.; Lee, T. & Yun, J.I. (2006). Minimum temperature mapping over complex terrain by estimating cold air accumulation potential. *Agricultural and Forest Meteorology*, 137, 15-24. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2005.12.011>
- Clements, C.B.; Whiteman, C. D. & Horel J. D. (2003). Cold-air-pool structure and evolution in a mountain basin: Peter Sinks, Utah. *Journal of Applied Meteorology*, 42, 752-768. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2003\)042<0752:CSAEIA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2003)042<0752:CSAEIA>2.0.CO;2)
- Conesa García, C., Espín Sánchez, D., García Marín, R., Castejón Porcel, G., & Moreno Muñoz, D. (2014). Inversiones térmicas con advección cálida inferior en la Vega Media del Segura (Región de Murcia). *Estudios geográficos*, 75 (277), 521-552. <https://doi.org/10.3989/estgeogr.201416>
- Connolley, W. M. (1996). The Antarctic temperature inversion. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 16(12), 1333-1342. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(199612\)16:12<1333::AID-JOC96>3.0.CO;2-6](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(199612)16:12<1333::AID-JOC96>3.0.CO;2-6)
- Cuadrat, J. M., Serrano-Notivoli, R., Barrao, S., Saz, M. Á., & Tejedor, E. (2021). Temporal variability of the urban heat island in Zaragoza (Spain). *Cuadernos de Investigación Geográfica*. <https://doi.org/10.18172/cig.5022>
- Czarnecka M., Nidzgorska-Lencewicz J., & Rawicki, K., (2016). Thermal inversions and sulphure dioxide concentrations in some Polish cities in the winter season. *J Elem* 21, 1001–1015. <https://doi.org/10.5601/jelem.2016.21.1.1038>
- Czarnecka, M., Nidzgorska-Lencewicz, J., & Rawicki, K. (2018). Temporal structure of thermal inversions in Łeba (Poland). *Theoretical and Applied Climatology*, 1-14. <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2459-8>
- Daly, C.; Helmer, E.H. & Quinones, M. (2003). Mapping the climate of Puerto Rico, Vieques, and Culebra. *International Journal of Climatology*, 23, 1359-1381. <https://doi.org/10.1002/joc.937>
- De Martonne, E., (1909). *Traité de la Géographie Physique*. París: A. Colin.
- Devasthale, A.; Willen, U.; Karlsson, K.G. & Jones, C.G. (2010). Quantifying the clear sky temperature inversion frequency and strength over the Arctic Ocean during summer and winter seasons from AIRS profiles Atmospheric. *Chemistry and Physics Discussions*, 10, 2835-2858. <https://10.5194/acp-10-5565-2010>

- Dorta Antequera, P. (1996). Las inversiones térmicas en Canarias. *Investigaciones geográficas*, 15, 109-124
- Ekhardt, E., (1934). Neuere Untersuchungen zur Aerologie der Talwinde: die periodischen Tageswinde in ein em Quartale der Alpen. *Beitrage zur Physik der Atmosphaere*, 21, 245-268.
- Espín Sánchez, D.; Conesa García, C.; & Castejón Porcel, G. (2018). Temperature Inversions Due to Warm Air Advections at Low Levels: Significant Thermal Contrasts in the Vega Media of the Segura River (Southeast Spain). *Advances in Environmental Research* (Vol. 64, 7), 139-178.
- Espín Sánchez, D. (2021). *Riesgo de heladas por inversión térmica e incidencia agrícola en la Demarcación Hidrográfica del Segura (DHS)*. Tesis Doctoral, Universidad de Murcia, 573 pp.
- Ezpeleta, A.M., (1990). Las inversiones térmicas en la depresión de Sariñena. *Geographicalia*, 27, 105-120. https://doi.org/10.26754/ojs_geoph/geoph.1990271862
- Fadnavis, S., & Beig, G. (2004). Mesospheric temperature inversions over the Indian tropical region. *Annales Geophysicae*, 22, 3375-3382. <https://doi.org/10.5194/angeo-22-3375-2004>
- Fochesatto, G. J., (2015). Methodology for determining multilayered temperature inversions. *Atmospheric Measurement Techniques*, 8(5), 2051-2060. <https://doi:10.5194/amt-8-2051-2015>
- Fritz, B. K., Hoffmann, W. C., Lan, Y., Thompson, S. J., & Huang, Y. (2008). Low-level atmospheric temperature inversions and atmospheric stability: characteristics and impacts on agricultural Applications. *Agricultural Engineering International: CIGR Journal*. 08 001. Vol. X, pag 1-10,
- García M., Ramírez, H., Ulloa, H., Arias, S. & Pérez, A. (2012). Las inversiones térmicas y la contaminación atmosférica en la zona Metropolitana de Guadalajara (México). *Investigaciones Geográficas*, 58, 9-29.
- Garrat, J. R., & Brost R. A., (1981). Radiative cooling effect within and above the nocturnal boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 38, 2730-2745. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1981\)038<2730:RCEWAA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1981)038<2730:RCEWAA>2.0.CO;2)
- Gil Olcina, A. & Olcina Cantos, J. (2017). *Tratado de climatología*. Universidad de Alicante.
- Gillies R.R, Wang S.Y., & Booth, M.R., (2010). Atmospheric scale interaction on wintertime intermountain west low-level inversions. *Wea Forecasting* 25:1196-1210. <https://doi.org/10.1175/2010WAF2222380.1>
- Glickman T., (2000). *Glossary of meteorology*. American Meteorological Society.
- Gramsch E., Cáceres, D., Oyola, P., Reyes, F., Vásquez Y., Rubio M.A., & Sánchez G. (2014). Influence of surface and subsidence thermal inversion on PM 2.5 and black carbon concentration. *Atmos Environ* 98, 290-298. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2014.08.066>
- Gustavsson, T.; Karlsson, M.; Bogren J. & Lindqvist, S. (1998). Development of temperature patterns during clear nights. *Journal of Applied Meteorology*, 37, 559-571. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1998\)037<0559:DOTPD C>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1998)037<0559:DOTPD C>2.0.CO;2)
- Halimi M., Yarahmadi D., & Zarei Z (2017). Analysis of the monthly change in the boundary layer height using the vertical temperature profile models. Case study: Tehran's Mehrabad station. *Space communications* 6(21), 115-124.
- Hiebl, J., & Schöner, W., (2018). Temperature inversions in Austria in a warming climate—changes in space and time. *Meteorologische Zeitschrift*, 309-323. <https://10.1127/metz/2018/0899>
- Horton, D. E., & Siffenbaugh, N. S. (2012). Response of air stagnation frequency to anthropogenically enhanced radiative forcing. *Environmental Research Letters*, 7(4), 044034.
- Humboldt, A. (1874). *Cosmos, ensayo de una descripción física del mundo*. Madrid, España.
- Iacobellis, S.F., Norris, J.R., Kanamitsu, M., Tyree, M., & Cayan, D.C., (2009). Climate variability and California low-level temperature inversions. *California Climate Change Center*, 48.
- Incecik, S., (1996). Investigation of atmospheric conditions in Istanbul leading to air pollution episodes. *Atmospheric Environment*, 30(15), 2739-2749. [https://doi.org/10.1016/1352-2310\(95\)00366-5](https://doi.org/10.1016/1352-2310(95)00366-5)
- Jiménez, M.A., Ruiz, A., & Cuxart, J., (2015). Estimation of cold pool areas and chilling hours through satellite-derived surface temperatures. *Agricultural and Forest Meteorology*, 207, 58-68. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2015.03.017>
- Kadyrov, E. N.; Gaykovich, K.P.; Westwater, E.R.; Han, Y. & Widener, K. (1999). Potential performance of boundary layer temperature profile microwave remote sensing: results of field testing at various latitude zones. *Proceedings of the Eighth Atmospheric Radiation Measurement (ARM)*. 353-357.
- Kahl, J.D., (1990). Characteristics of the low-level temperature inversion along the Alaskan Arctic coast. *International Journal of Climatology*, 10, 537-548. <https://doi.org/10.1002/joc.3370100509>

- Kaiser, H. F. (1958). The varimax criterion for analytic rotation in factor analysis. *Psychometrika*, 23(3), 187-200. <https://doi.org/10.1007/BF02289233>
- Kandil, A. M. M., Elhadidi, B. M., & Sherif, A. O. (2008). Seasonal evaluation of temperature inversion. *Proceedings of the IEEE, Conference: The 10th Cairo International Conference on Energy and Environment*, At: Luxor, EGYPT 6-11.
- Kant, I., (1999). *Géographie. Physische Geographie*. Paris: Aubier, Tradução de Michèle Cohen-Halimi, Max Marcuzzi et Valérie Seroussi.
- Knozová, G., (2008). Temperature inversions at Prague-Libuš aerological station (1975–2006). In: Kłysik K, Wibig J, Fortuniak K (eds) *Klimat i bioklimatmiast. Wydawnictwo Uniwersyte tu Łódzkiego, Katedra Meteorologii i Klimatologii UŁ, Łódź*, 65–80.
- Kendall, M. G., (1938). A new measure of rank correlation. *Biometrika*, 30(1/2), 81-93.
- Kendall, M. G., (1975). *Rank Correlation Methods*, Charles Griffin, London.
- Kukkonen, J., Pohjola, M., Sokhi, R.S., Luhana, L., Kitwiroon, ... & Finardi, S., (2005). Analysis and evaluation of selected local-scale PM10 air pollution episodes in four European cities: Helsinki, London, Milan and Oslo. *Atmos. Environ.*, 39, 2759-2773. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2004.09.090>
- LARGERON Y., & STAQUET C. (2016). Persistent inversion dynamics and wintertime PM10 air pollution in alpine valleys. *Atmos Environ* 135, 92– 108. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2016.03.045>
- Leukauf, D., Gohm, A., Rotach, M.W., & Wagner J.S., (2015). The impact of the temperature inversion breakup on the exchange of heat and mass in an idealized valley: sensitivity to the radiative forcing. *J Appl Meteor Climatol*, 54, 2199–2216. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D- 15-0091.1>
- Li, J., Jian, B., Zhao, C., Zhao, Y., Wang, J., & Huang, J. (2019). Atmospheric instability dominates the long-term variation of cloud vertical overlap over the Southern Great Plains site. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(16), 9691-9701.
- Lindkvist, L.; Gustavsson, T. & Bogren, J. (2000): A frost assessment method for mountainous areas. *Agricultural and Forest Meteorology*, 102, 51-67. [https://doi.org/10.1016/S0168-1923\(99\)00087-8](https://doi.org/10.1016/S0168-1923(99)00087-8)
- Liu, H.; Crawford, J.; Pierce, B.; Norris, P.M.; Platnick, S... & Tie, X., (2006). Radiative effect of clouds on tropospheric chemistry in a global three-dimensional chemical transport model. *Journal of Geophysical Research*, 111. <https://doi.org/10.1029/2005JD006403>
- López Gómez, A. (1975). Inversión de temperatura entre Madrid y la Sierra de Guadarrama con advección cálida superior. *Estudios Geográficos*, 36 (138-139), 567-604.
- Lundquist, J.D.; Pepin, N. & Rochford, C. (2008). Automated algorithm for mapping regions of cold-air pooling in complex terrain. *Journal of Geophysical Research*, 113. <https://doi.org/10.1029/2008JD009879>
- Malek, E.; Davis, T.; Martin, R.S. & Silva, P.J., (2006). Meteorological and environmental aspects of one of the worst national air pollution episodes (January, 2004) in Logan, Cache Valley, Utah, USA. *Atmospheric Research*, 79 (2), 108-122. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2005.05.003>
- Malingowski, J., Atkinson, D., Fochesatto, J., Cherry, J., & Stevens, E. (2014). An observational study of radiation temperature inversions in Fairbanks, Alaska. *Polar Science*, 8(1), 24-39. <https://doi.org/10.1016/j.polar.2014.01.002>
- Martín Vide, J., & Fructuoso Aranda, S., (1993). Las inversiones térmicas acusadas en el Vallès Oriental. *Geografía i Territori. Colecció Homenatges: Professor Lluís Casassas*, Universitat de Barcelona, 219-226.
- Marvin, C. F., (1914). Air drainage explained. *Monthly Weather Review*, 42(10), 583-585.
- Mayfield, J. A., & Fochesatto G. J., (2010). A study of elevated and surface-based inversions in the Interior of Alaska. *Fall Meeting, San Francisco, CA, Amer. Geophys. Union*, Abstract A21C-0070.
- McChesney, C.J.; Koch, J.M. & Bell D.T., (1995). Jarrah forest restoration in Western Australia: canopy and topographic effects. *Restoration Ecology*, 3, 105-110. <https://doi.org/10.1111/j.1526-100X.1995.tb00083.x>
- Milionis, A.E., & Davies, T.D., (2008). A comparison of temperature inversion statistics at a coastal and a non-coastal location influenced by the same synoptic regime. *Theor Appl Climatol*, 94, 225–239. <https://doi.org/10.1007/s00704-007-0356-7>
- Miller, D.R.; Bergen, J.D., & Neuroth, G., (1983). Cold air drainage in a narrow forested valley. *Forest Science*, 29, 357-370. <https://doi.org/10.1093/forestscience/29.2.357>
- Miró, J.R., Peña, J.C., Pepin, N., Sairouni, A., & Aran, M., (2017). Key features of cold-air pool episodes in the northeast of the Iberian Peninsula (Cerdanya, eastern Pyrenees). *International Journal of Climatology*, 37. <http://dx.doi.org/10.1002/joc.5236>

- Morbidelli, R., Corradini, C., Saltalippi, C., & Flammini, A., (2011). Atmospheric stability and meteorological scenarios as inputs to air pollution transport modeling. *Water Air Soil Pollut*, 218, 275-281. <https://doi.org/10.1007/s11270-010-0640-5>
- Nidzgorska-Lencewicz, J., & Czarnecka, M. (2015). Winter weather conditions vs. air quality in Tricity, Poland. *TheorAppl Climatol* 119, 611-627. <https://doi.org/10.1007/s00704-014-1129-8>
- Ochoa-Jaramillo, A., & Cantor-Gómez, D., (2011). Tendencias de largo plazo en cinco índices de estabilidad atmosférica en Colombia. In *IX Congreso Colombiano de Meteorología y Conferencia Internacional* (23-25).
- Olcina, A. G., & Cantos, J. O., (2017). *Tratado de climatología*. Universidad de Alicante, 978-84-9717-519-7, 952 pp.
- Olofson K.F.G, Andersson P.U., Hallquist M., Ljungström E., Tang L., ..., & Pettersson J.B. (2009). Urban aerosol evolution and particle formation during wintertime temperature inversions. *Atmos Environ* 43, 340-346. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2008.09.080>
- Ortega-García, J. A., Martínez-Hernández, I., Boldo, E., Cárceles-Álvarez, A., Solano-Navarro, C., Ramis, R., ... & López-Hernández, F. (2020). Contaminación atmosférica urbana e ingresos hospitalarios por asma y enfermedades respiratorias agudas en la ciudad de Murcia (España). *Anales de Pediatría* (Vol. 93, No. 2, pp. 95-102).
- Pagès, M., Pepin, N. & Miró, J.R., (2017). Measurement and modelling of temperature cold pools in the Cerdanya valley (Pyrenees), Spain. *Meteorological Applications*, 2(24): 290- 302. <http://dx.doi.org/10.1002/met.1630>
- Palarz A., Celiński-Mysław, D., & Ustrnul, Z., (2017). Temporal and spatial variability of surface-based inversions over Europe based on ERA interim reanalysis. *Int J Climatol*, 38, 158-168. <https://doi.org/10.1002/joc.5167>
- Parczewski, W., (1976). Thermo-dynamic stability of vertical air in Poland. *PrInst Meteorol GospWodnej* 102.
- Pasquill, F. & Smith, F.B., (1983). *Atmospheric Diffusion: A Study of the Dispersion of Windborne Material from Industrial and Other Sources*. Chichester, West Sussex, England: Ellis Horwood Limited.
- Quereda, J., Montón, E., Escrig, J., Ruescas, A.B., & Mollá, B., (2004). *La previsión de nieblas en la cuenca occidental del mediterráneo. El Clima entre el Mar y la Montaña, Santander*. En García Codrón et al. (editores). Publicaciones de la Asociación Española de Climatología, serie A, nº 4. Santander, 125-134.
- Rasilla, D., Fernández García, F., Allende, F., & Martilli, A., (2018): Estancamiento atmosférico e inversiones térmicas en la meseta meridional. *XI Congreso AEC En Montávez Gómez et al. (editores) El clima: aire, agua, tierra y fuego. Publicaciones de la Asociación Española de Climatología, serie A, nº 11. Cartagena, 363-372*.
- Rendón, A.M., Salazar J.F., Palacio C.A., & Wirth V., (2015). Temperature inversion breakup with impacts on air quality in urban valleys influenced by topographic shading. *J Appl Meteor Climatol*, 54, 302-321. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-14-0111.1>
- Ruiz Álvarez, V. (2021). *Estimación del Impacto del Cambio Global sobre el Riesgo de Sequía en el Sureste de España: Evaluación y Pronóstico sobre los Recursos Hídricos y el Uso del Agua*. Tesis Doctoral. Universidad de Murcia, 504 pp.
- Schnelle, K.B., & Brown, C.A. (2002). *The air pollution control technology handbook*. CRC Press, Boca Raton.
- Sharma, S., (1996). *Applied Multivariate Techniques*. John Wiley and Sons, Inc., New York
- Silva P.J., Vawdrey, EL., Corbett M., & Erupe M., (2007). Fine particle concentrations and composition during wintertime inversions in Logan, Utah, USA. *Atmos Environ* 41, 5410-5422. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2007.02.016>
- Snedecor, G. W., & Cochran, W. G. (1983). *Statistical Methods*. Oxford and IBH publishing company, New Delhi.
- Stryhal J., Huth R. & Sládek I. (2017). Climatology of low-level temperature inversions at the Prague Libuš aerological station. *TheorAppl Climatol* 127, 409-420. <https://doi.org/10.1007/s00704-015-1639-z>
- Tavousi, T., & Abadi, N. H. (2016). Investigation of inversion characteristics in atmospheric boundary layer: a case study of Tehran, Iran. *Modeling Earth Systems and Environment*, 2(2), 85. <https://doi.org/10.1007/s40808-016-0139-1>
- Vihma, T.; Kilpeläinen, T.; Manninen, M.; Sjöblom, A.; Jakobson, E.; Palo, T.; ... & Maturilli, M., (2011). Characteristics of Temperature and Humidity Inversions and Low-Level Jets over Svalbard Fjords in Spring. *Advances in Meteorology*, 14. <https://doi.org/10.1155/2011/486807>
- Wang, M. Z., Lu, H., Ming, H., & Zhang, J., (2016). Vertical structure of summer clear-sky atmospheric boundary layer over the hinterland and southern margin of Taklamakan Desert. *Meteorological Applications*, 23(3), 438-447. <https://doi.org/10.1002/met.1568>

- Watson, J.G., & Chow J.C. (2002). A wintertime PM_{2.5} episodes at the Fresno, CA, supersite. *Atmos. Environ.* 36, 465–475. [https://doi.org/10.1016/S1352-2310\(01\)00309-0](https://doi.org/10.1016/S1352-2310(01)00309-0)
- Whiteman, C.D., (2000). *Mountain Meteorology: Fundamentals and Applications*. Oxford University Press. Oxford, 355 pp.
- Whiteman, C.D.; Pospichal, B.; Eisenbach, S.; Weihs, P.; Clements, C. B.; Steinacker & Dorninger, M. (2004). Inversion Breakup in Small Rocky Mountain and Alpine Basins. *Journal of Applied Climatology and Meteorology*, 43, 1069-1082. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2004\)043<1069:IBISRM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2004)043<1069:IBISRM>2.0.CO;2)
- Young, F.D., (1923). Nocturnal temperature inversions in Oregon and California. *Monthly Weather Review*, 49, 138-148. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1921\)49<138:NTIIOA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1921)49<138:NTIIOA>2.0.CO;2)
- Zängl, G., (2005). Dynamical aspects of wintertime cold-air pools in an alpine valley system. *Monthly Weather Review*, 133, 2721-2740. <https://doi.org/10.1175/MWR2996.1>
- Zhang Y.H., Zhang S.D., Yi F., & Chen Z.Y. (2011). Statistics of lower tropospheric inversions over the continental United States. *Ann Geophys* 29, 401–410. <https://doi.org/10.5194/angeo-29>
- Zhang, Y., Seidel, D. J., & Zhang, S., (2013). Trends in planetary boundary layer height over Europe. *Journal of Climate*, 26(24), 10071-10076. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00108.1>
- Zhao, Y., Mao, W., Zhang, K., LI, H., & Zhang, W., (2017). Climatic Variations in the Boundary Layer Height of Arid and Semiarid Areas in East Asia and North Africa. *Journal of the Meteorological Society of Japan*. 95(3), 181-197. <https://doi.org/10.2151/jmsj.2017-010>