

VARIACION ESPACIAL DE LAS TEMPERATURAS MEDIAS MENSUALES (MÁXIMAS Y MÍNIMAS) EN ESPAÑA (1981-2010)

Dhais PEÑA-ANGULO ⁽¹⁻²⁾, José C. GONZÁLEZ-HIDALGO ⁽¹⁻²⁾, Claudia SIMOLO ⁽³⁾, Michelle BRUNETTI ⁽³⁾, Nicola CORTESI ⁽¹⁻²⁾

⁽¹⁾ Departamento de Geografía, Universidad de Zaragoza, España

⁽²⁾ Instituto Universitario de Ciencias Ambientales, Universidad de Zaragoza

⁽³⁾ ISCAC CNR, Bolonia, Italia

jcgh@unizar.es

RESUMEN

En este trabajo se analiza la variabilidad espacial de los promedios mensuales de las temperaturas diurnas (máximas, Tmax) y nocturnas (mínimas, Tmin) en la España peninsular (1981-2010), por medio de la función denominada Correlation Decay Distance (CDD), que estima la distancia a la que se mantiene un valor de varianza común entre observatorios vecinos. Los resultados obtenidos en Tmax y Tmin indican que las segundas son más variables que las primeras salvo en los meses fríos de noviembre a enero (cuando la radiación es mínima). Además, en ambos casos la mayor variabilidad se encuentra en la costa mediterránea, y en el sur y sureste peninsular, mientras que la menor se observa en las cuencas interiores. El análisis mensual de los valores de CDD por intervalos de altitud indica que la variabilidad espacial es más elevada en cualquier altitud durante los meses de verano (cuando la radiación es máxima), es superior en Tmin que en Tmax (salvo de noviembre a enero), y sobre todo que la variabilidad es más elevada en el intervalo altitudinal < 200 m, coincidente con las superficies que más han sido transformadas por la acción del hombre en la España peninsular. Se sugiere un valor general de CDD para España en torno a los 200 km.

Palabras clave: Temperatura máxima, Temperatura mínima, España, Correlación espacial, Variabilidad

ABSTRACT

The spatial variability of the average monthly diurnal (maximum, Tmax) and nocturnal (minimum, Tmin) temperatures is analyzed in the Spanish conterminous land (1981-2010). To this end, the Correlation Decay Distance function (CDD) is used. The CDD estimates the distance at which a common variance value, determined by the neighboring stations, is maintained. Results show that Tmin is more variable than Tmax except for months between November to January (months with lowest irradiance). The highest variability has been found in the Mediterranean coastland and in the south/south-eastern regions. The lowest variability has been found in the inland catchment. The monthly analysis of the CDD values by altitudinal intervals shows a higher spatial variability during the summer months, when the sun irradiation is highest; the CDD is higher in Tmin than in Tmax (except for the interval november-january), and specially higher under 200 m altitude o.s.l., coinciding with areas in which land use transformation have been highest. A global CDD value for Spanish conterminous land is 200km, both for Tmax and Tmin.

Key Words. Maximum Temperature. Minimum Temperature. Spain. Spatial Correlation. Variability

1. INTRODUCCION

La variabilidad espacial de los elementos del clima ha sido constante fuente de preocupación (Gandin, 1988; Eischeid *et al.*, 1995; Jones y Mober, 2003; Shen *et al.*, 2001; Raynaud *et al.*, 2008), que afecta a numerosas tareas entre las que destaca la interpolación.

Gunst (1995) presentó una revisión de la variabilidad espacial y concluyó que el análisis de la llamada “de-correlación” (Correlation Decay Distance ó CDD) es el método más comúnmente utilizado. Este índice (recientemente revisado por Pannekoucke *et al.*, 2008) es definido como la distancia a la que la varianza común entre pares de estaciones cae por debajo de un determinado umbral seleccionado, el cual se calcula con la fórmula:

$$r = e^{-\frac{x}{x_0}}$$

donde r es la correlación entre estaciones vecinas, x es la distancia entre estaciones y x_0 es la distancia donde los valores de correlación r caen por debajo de un determinado valor. En general este umbral se asume que es $1/e$ para datos de gran tamaño (Madden *et al.*, 1993; Briffa y Jones, 1993; Jones y Briffa, 1996; Osborn y Hulme, 1997; New *et al.*, 2000; Caesar *et al.*, 2006; Hofstra and New, 2009) y representa la distancia a la que la correlación entre estaciones ya no es significativa al 95% (i.e.: $r \sim 0.36$ para $N \geq 30$). Altos valores de CDD indican que estaciones distantes mantienen una correlación significativa por lo que la variabilidad espacial del elemento analizado es baja, y viceversa (Hofstra y New, 2009; Osborn y Hulme, 1997; Briffa y Jones, 1993). Finalmente, dicha variabilidad espacial de la correlación podría estar afectada por factores geográficos como las cadenas montañosas o el contacto tierra-océano, causantes de anisotropía (Jones *et al.*, 1997).

Los valores referidos en trabajos previos sobre CDD de las temperaturas difieren según la escala espacial analizada. En escala mundial Jones *et al.* (1997) indicaron que valores de r menores que 0.5 aún se alcanzan a 1500 km, siendo superiores en las áreas tropicales respecto a las latitudes medias. En Europa Agustí *et al.* (2000) sugirieron para valores de $r \sim 0.7$ una distancia alrededor de 400 km para la temperatura media anual. En áreas Alpinas, Auer *et al.* (2005) sugirieron entre 900 km y 700 km en los valores promedio anuales y estacionales-mensuales, respectivamente. En Italia, Brunetti *et al.* (2006) redujeron a 400 km dicho umbral, sugiriendo que la disminución de la varianza común era superior en las máximas y mínimas que en los promedios. En general se acepta que los valores anuales de CDD son superiores a los estacionales o mensuales (Briffa y Jones, 1993; Jones *et al.*, 1997; New *et al.*, 2000; Auer *et al.*, 2005; Caesar *et al.*, 2006; Hofstra y New, 2009). Además las variaciones en el tiempo se han sugerido por Briffa y Jones (1993), New *et al.* (2000), Caesar *et al.*, (2006) y Hofstra y New (2009), quienes han sugerido que la variabilidad espacial es superior en verano que en invierno en latitudes medias; por su parte Jones *et al.* (1997) sugirieron que la mayor variabilidad espacial tiene lugar en primavera, mientras que verano e invierno tienen valores de CDD similares; a escalas de mayor detalle, Srivastava *et al.* (2009) encontraron en la India que los valores menores de CDD (450 km) tienen lugar en los meses de febrero-marzo y junio en Tmax, y los mayores valores (1100 km) en agosto y meses de otoño. Por otro lado, Hopkinson *et al.* (2012) han mostrado recientemente para Canadá que los valores mayores de CDD para las temperaturas máximas ocurren en primavera y otoño.

En este estudio presentamos un análisis de la variabilidad espacial de temperaturas máximas (Tmax) y mínimas (Tmin) en la España peninsular utilizando el CDD definido como la distancia a la que la varianza común entre estaciones, expresada por el coeficiente de determinación, cae por debajo del 50% (lo que equivale a un valor de la correlación de Pearson de $r \sim 0.7$). El objetivo es cuantificar, a un nivel sub-regional, la variabilidad espacial para identificar el umbral óptimo de distancia entre estaciones vecinas que debería caracterizar una red ideal que permitiera realizar estudios climáticos.

2. DATOS Y MÉTODOS

Los datos analizados son los valores promedio de temperatura máxima y mínima mensual de los archivos de la Agencia Estatal de Meteorología Española (AEMet). Estos archivos cuentan con más de 4000 estaciones con datos. Las series originales presentan numerosos vacíos y cubren diferentes periodos. Para evitar que estos problemas creasen un sesgo en el análisis, los valores de CDD se calcularon utilizando solamente las series del periodo 1981-2010. Previamente se procedió a seleccionar dichas series (con menos del 10 % de datos perdidos), y a estas series se les aplicó un control de calidad para detectar datos anómalos e inhomogeneidades dentro del marco del proyecto HIDROCAES. Las series finalmente analizadas fueron 459 y 454 en Tmax y Tmin, respectivamente.

En cada observatorio el valor de CDD de Tmax y Tmin se calculó a partir de una matriz de correlaciones a escala mensual, empleando las anomalías mensuales (periodo 1981-2010), con el objetivo de prevenir los efectos del ciclo anual en la estimación del CDD anual. Para cada observatorio y escala temporal, la varianza común r^2 se calculó entre todas las estaciones vecinas de las series de temperatura y la relación entre r^2 y la distancia se estimó de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$\text{Log}(r_{ij}^2) = b * \sqrt{d_{ij}}$$

siendo $\text{Log}(r_{ij}^2)$ el logaritmo de la varianza común entre la estación (i) y las series vecinas (j), d_{ij} la distancia entre ellos y b la pendiente de la línea del modelo de regresión aplicado, teniendo en cuenta las estaciones de los alrededores en un radio de partida de 50 km y un mínimo de 5 observatorios. Jones *et al.* (1997) han planteado que puede introducirse un sesgo positivo en la estimación de CDD si todos los puntos con r negativo son descartados antes de calcular el logaritmo, y que se puede corregir el problema adoptando un ajuste iterativo de los mínimos cuadrados o incluyendo todos los valores negativos en un modelo no lineal exponencial. En nuestro caso elegimos una solución diferente para minimizar el sesgo sin cambiar el modelo lineal. Esta solución consistió en no extrapolar la estimación del CDD fuera del límite superior del intervalo de regresión (fijado inicialmente en 50 km). Si el valor estimado de CDD resultaba ser superior a 50 km entonces el radio de partida se incrementaba a 50 km recalculando de nuevo para ese observatorio el CDD (Cortesi *et al.*, 2013a). De esta manera, puntos con valores de r negativa raramente quedaron incluidos en el modelo al localizarse generalmente a una distancia mayor (>400 km). Finalmente, los valores de CDD

mensuales se interpolaron utilizando el método Ordinary Kriging con un variograma esférico (Goovaerts, 1997), y posteriormente fueron convertidos a una malla regular de 10 km² de resolución. El valor de CDD anual para la Tmax y Tmin se calculó mediante el promedio de las mallas mensuales.

3. RESULTADOS

En general, los valores promedio anuales de CDD son más bajos en Tmin que Tmax, es decir el promedio anual de la temperatura nocturna es más variable que el de la diurna. Los valores de CDD anual (Fig. 1) de Tmax presentan una orientación noroeste-sureste, donde los valores más altos se localizan al noroeste y van disminuyendo en dirección sureste, hasta alcanza su mínimo valor en el sur de España con CDD inferiores a 100 km. En el caso de la Tmin, se observa una distribución en bandas norte-sur, con los valores altos de CDD al norte de la península, y los más bajos al sur y sureste.

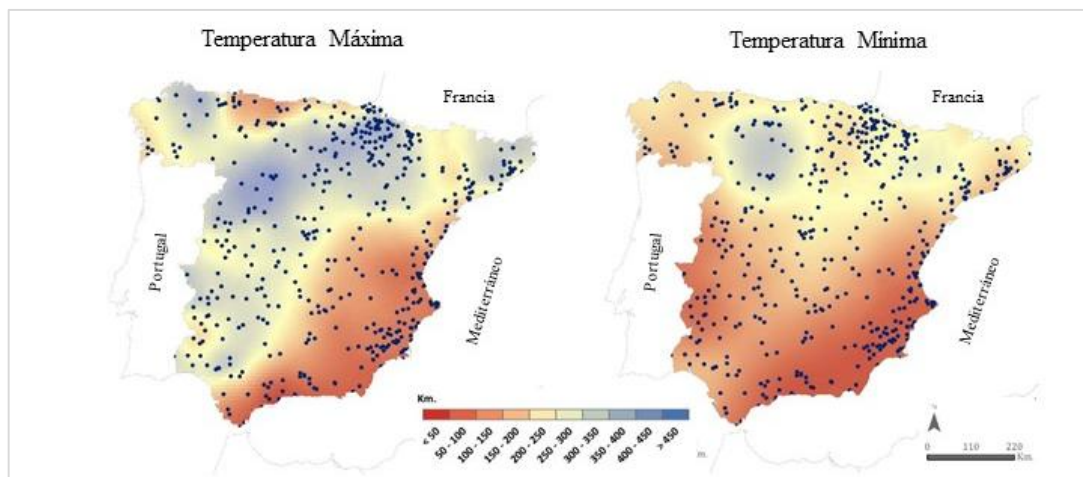


Fig. 1: Valores anuales de CDD (km) de la Tmax y Tmin

Los valores absolutos más bajos de CDD se localizan en ambos casos en la franja costera mediterránea y en el sureste español, donde se disponen de manera paralela a las cadenas montañosas, mientras que los valores más altos de CDD se localizan en áreas del interior y en la costa suroeste de España, a donde pueden acceder fácilmente las masas de aire oceánicas (valle del Guadalquivir). El análisis mensual (Fig. 2) indica que los valores de CDD de Tmax, excepto en diciembre, enero, julio y agosto, repiten el patrón anual con un gradiente noroeste-sureste, de máximos a mínimos valores, respectivamente. En los meses de diciembre, enero, julio y agosto los valores de CDD de las máximas son muy bajos y se distribuyen de manera homogénea, a excepción del valle del Ebro donde los valores son ligeramente más altos. En el caso de la Tmin, los valores de CDD para los meses de noviembre a febrero presentan el mismo gradiente que la temperatura máxima, los valores absolutos más bajos se encuentran al sureste (menos de 100 km) y van aumentando hacia el noroeste (más que 400 km). De marzo a octubre la temperatura mínima presenta los valores más bajos de CDD, repartidos de una forma más o menos homogénea a lo largo del territorio.

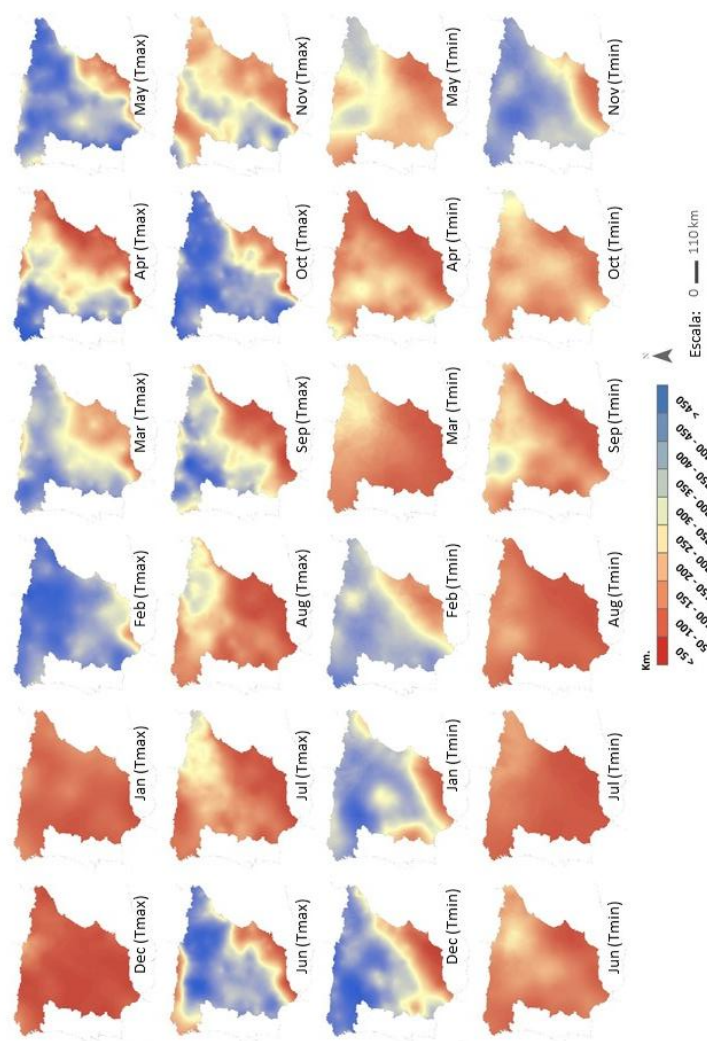


Fig. 2: Valores mensuales de CDD (km) de Tmax y Tmin.

Uno de los más importantes resultados encontrados en este trabajo es la clara diferencia entre la variabilidad espacial de la temperatura en la costa y en el interior de la península ibérica. Para analizar estas diferencias se debe tener en cuenta que la península ibérica es un terreno especialmente montañoso con una elevada meseta en el interior (> 500 m) rodeada de cadenas montañosas (1000-2000 m), mientras que las zonas bajas (< 500 m) se localizan en la costa en el norte, sur y este, y en el valle del Ebro (noreste español) y del Guadalquivir (suroeste español).

Si analizamos la variabilidad a diferentes niveles de altitud (Fig. 3) se puede observar que Tmin es más variable que Tmax a excepción de los meses de noviembre, diciembre y enero, cuando la radiación es menor. Además, Tmin presenta un comportamiento muy homogéneo en toda el perfil altitudinal a excepción de los meses de noviembre, diciembre, enero y febrero, donde a partir de los 800 m hay una disminución de la variabilidad que caracteriza a la Tmin. La variabilidad en altura de Tmax, aunque en general es inferior a Tmin, presenta mayores diferencias a nivel altitudinal a excepción de los meses de noviembre, diciembre y enero, donde tiene un comportamiento muy similar en las diferentes altitudes. A partir de febrero hasta octubre, a medida que

ascendemos en altura aumentan los valores de CDD y por tanto disminuye la variabilidad Tmax.

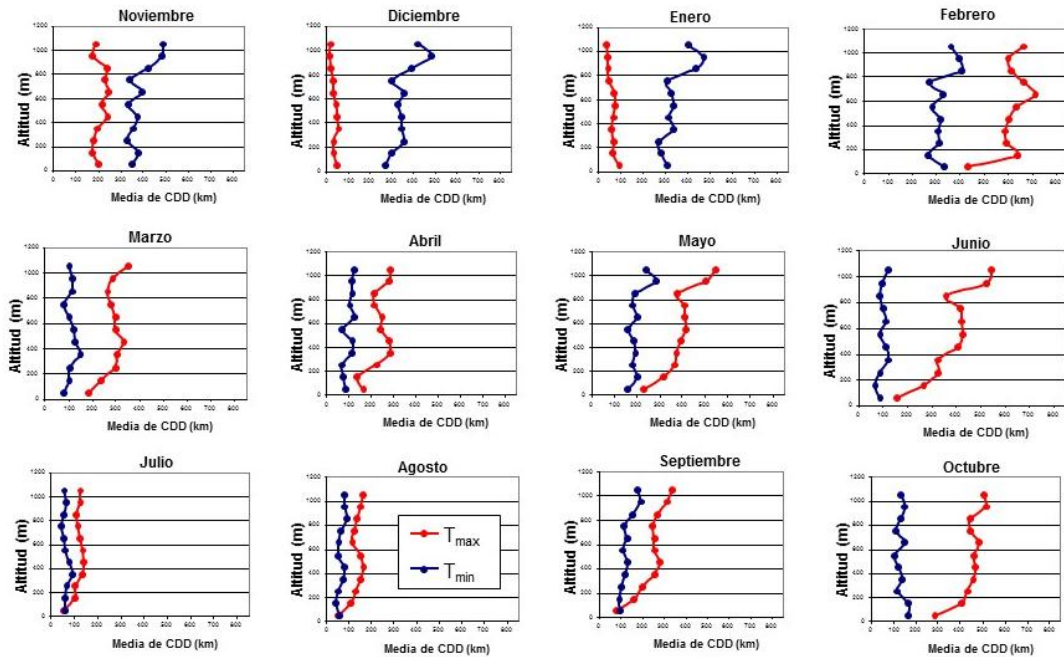


Fig. 3: Variación mensual (CDD en km) de la Tmax y Tmin por altitudes (m)

4. DISCUSION

Los análisis de la temperatura en España hasta el momento, en general, se han enfocado al estudio de las tendencias y la variabilidad espacial y temporal de las mismas (Brunet *et al.*, 2006; del Rio *et al.*, 2012), pero no sobre su propia variabilidad espacial, por lo que los resultados presentados en este estudio ofrecen por primera vez, hasta lo que sabemos, nueva información sobre el comportamiento de las temperaturas diurnas y nocturnas en España.

El análisis de la correlación entre estaciones en la España continental indica que Tmax es menos variable que Tmin, salvo en invierno. Durante la noche los valores de CDD están por debajo de los 100 km en más de $\frac{1}{3}$ del territorio y por debajo de los 200 km en $\frac{3}{4}$, mientras que los valores de CDD de las máximas superan 200 km en $\frac{3}{4}$, excepto en el sureste español.

La distribución espacial de los valores de CDD es diferente entre Tmax y Tmin; este hecho sugiere que diferentes factores contribuyen al comportamiento de la variabilidad de las dos medidas termométricas. En ambos casos la más alta variabilidad espacial se localizó en áreas de costa, particularmente a lo largo de la franja mediterránea y sureste, y la variabilidad más baja en el interior. No obstante, la distribución de los valores de CDD en Tmax muestra un gradiente noroeste-suroeste mientras que en Tmin presenta variaciones latitudinales. En resumen, la latitud no parece ser el único factor que determina la distribución de la temperatura, ya que hemos encontrado una alta

variabilidad de T_{max} en la costa cantábrica (norte de España), similar a la encontrada en la costa sureste.

La interpretación de los resultados debe considerar cómo se generan ambas medidas termométricas. En principio los resultados sugieren que T_{min} tiene un comportamiento relacionado con el enfriamiento por la emisión de radiación de onda larga, mientras que la variabilidad espacial de T_{max} está más relacionada con la radiación solar (Bettas *et al.*, 2013). Estos hechos concuerdan con la opinión aceptada de que los registros diurnos muestran la conexión que se realiza durante el día por procesos adiabáticos a lo largo de toda la columna de aire, mientras que durante la noche T_{min} representa la temperatura de una capa de aire de unos pocos metros (McNider *et al.*, 2010; Christy *et al.*, 2009; Klotzbach *et al.*, 2009). Como consecuencia la medida nocturna (T_{min}) depende mucho más de factores locales que la diurna (Christy *et al.*, 2006, 2009; Pielke y Matsui, 2005; Mahmood *et al.*, 2010), y por ello se espera una mayor variabilidad espacial. Nuestro estudio respalda esta hipótesis y sugiere que diferentes factores controlan T_{max} y T_{min} , pudiendo además variar a lo largo del año.

Diferentes investigaciones han atribuido la variabilidad espacial de las temperaturas a factores geográficos, como la orografía (Irvine *et al.*, 2011), y el contacto tierra-océano (Hopkinson *et al.*, 2012). Otros factores geográficos citados se relacionan con las modificaciones en la superficie capaces de alterar el balance de energía, entre los que se incluyen los aerosoles, los cambios en los usos del suelo, albedo y humedad edáfica (Tang y Leng, 2009; Bettas *et al.*, 2013; Peng *et al.*, 2014; Dai *et al.*, 1999; Peng *et al.*, 2014). Como ya indicamos, en general se acepta que T_{max} depende más del calentamiento solar, y por ello la variabilidad de la T_{max} varía de acuerdo a las nubes y flujos de calor latente que pueden ser modificados por los cambios de usos del suelo. Mientras que la variación espacial de la T_{min} puede deberse a modificaciones de los usos del suelo que afectan al comportamiento de la capa límite. En general, la variabilidad espacial de la T_{max} en España aumenta en áreas de costa a sotavento de las barreras montañosas, por ejemplo en el norte de la costa cantábrica y en el este y sureste de la costa mediterránea. Por el contrario en áreas costeras de suroeste donde la barrera no existe (valle del Guadalquivir) los valores de CDD son similares a los encontrados en el interior del área de estudio.

Sánchez-Lorenzo *et al.* (2008) han señalado una correlación positiva entre T_{max} y la radiación salvo durante los meses de invierno, mientras que la relación entre T_{min} con la radiación y las nubes tenía una correlación negativa. Los resultados concuerdan con el reparto espacial de T_{max} y están respaldados por los valores medios de insolación que dividen a la península en tres áreas: costa norte y Pirineos, con menos de 2000 h/año, mitad norte de España peninsular (excepto el valle del Ebro), con valores entre 2000-2600 h/año, y finalmente un área con más de 2600 h/año al sur y sureste español (Capel, 1981). Sin embargo, la alta variabilidad espacial de la T_{max} en el este y sureste de la costa mediterránea, y en general la variabilidad observada en todo el territorio en T_{min} parecen deberse a otros factores, pues su distribución no se asemejan al reparto de las precipitaciones (Martín Vide, 2004) ni al de la radiación solar (Capel, 1981), como podría pensarse en el caso de las máximas excepto en invierno. Consecuentemente, la alta variabilidad espacial en el este español parece deberse a factores locales.

Durante las últimas décadas España ha sufrido drásticos cambios en los usos del suelo particularmente por irrigación, urbanización, repoblación forestal y fuego, siendo estos procesos capaces de modificar las emisiones de calor latente y sensible, y afectar la variabilidad espacial de los registros de Tmax y Tmin. Los mayores cambios en el paisaje están localizados sobre todo en la costa mediterránea, sureste y sur de España, zonas por debajo de los 500 m, donde se ha encontrado una mayor variabilidad espacial tanto en Tmin como en Tmax.

Por último, el análisis mensual revela variaciones espaciales y temporales de las temperaturas nocturnas y diurnas. Particularmente, de marzo a octubre los valores de CDD de Tmin son más bajos que los de Tmax, es decir la temperatura nocturna es más variable que la diurna; tales resultados concuerdan con los señalados por Hopkinson *et al.* (2012) en Canadá, Brunetti *et al.* (2006) en Italia y también, New *et al.* (2000) y Caesar *et al.* (2006) a escala global para latitudes medias. Pero la situación se invierte entre noviembre y enero, cuando las temperaturas diurnas muestran una variabilidad superior. A modo de hipótesis, podría sugerirse que en el interior peninsular las frecuentes nieblas originadas por procesos de inversión, que se acentúan en invierno por la persistencia de condiciones anticiclónicas (Cortesi *et al.*, 2013a), podrían explicar la variabilidad encontrada en la Tmax en los meses de invierno. Futuras investigaciones en curso quizá permitan aclarar estas cuestiones

5. AGRADECIMIENTOS

Apoyo financiero del Gobierno de España-FSE, Proyecto CGL2011-27574-C02-01, y Gobierno Regional de Aragón DGA-FSE, y el grupo de investigación consolidado "Clima, Agua y Cambio Global y Sistemas Naturales" (BOA 69, 11-06-2007). Dhais Peña es estudiante de doctorado, del programa FPI, Gobierno de España. Damos las gracias especialmente al Dr. S Vicente (IP-CSIC).

6. BIBLIOGRAFÍA

- Agustí, A.; Thompson, R. y Livingstone, D.M. (2000). "Reconstruction temperature variations at high elevation lake sites in Europe during instrumental period". *Verhandlungen des Internationalen Verein Limnologie*, 27, pp. 479-483.
- Auer, I.; Böhm, R.; Jurkovic, A. et al (2005). "A new instrumental precipitation dataset for greater Alpine region for the period 1800-2002". *International Journal of Climatology*, 25, pp. 139-166.
- Betts, A.K.; Desjardins, R. y Worth, D. (2013). "Cloud radiative forcing of the diurnal cycle climate of the Canadian Prairies". *Journal of Geophysical Research, Atmosphere*, DOI: 10.1002/jgrd.50593.
- Briffa, K.R. y Jones, P.D. (1993). "Global surface air temperature variations over the twentieth century. Part 2: implication for large scale paleoclimatic studies of the Holocene". *Holocene*, 3, pp. 77-88.
- Brunet, M.; Saladie, O.; Sigro, J. et al. (2006). "The development of a new dataset of Spanish Daily Adjusted Temperature Series (SDATS) (1850–2003)". *International Journal Climatology*, 26, pp. 1777–1802.

- Brunetti, M.; Maugeri, M.; Monti, F. y Nanni, T. (2006). "Temperature and precipitation variability in Italy in the last two centuries from homogenized instrumental time series". *International Journal Climatology*, 2, pp. 345-381.
- Caesar, J.; Alexander, L. y Voss, R. (2006). "Large-scale changes in observed daily maximum and minimum temperatures: creation and analysis of a new gridded data set". *Journ. Geophysical Res*, 111, DO5101, doi:10.1029/2005JD006280.
- Capel, J.J. (1981). Los climas de España. Ed. Oikos-Tau, Barcelona.
- Christy, J.R.; Norris, W.B. y McNider, R.T. (2009). "Surface Temperature Variations in East Africa and Possible Causes". *Journal of Climate*, 22, pp. 3342-3356.
- Christy, J.R.; Norris, W.; Redmond, K. y Gallo, K.P. (2006). "Methodology and results of calculating central California surface temperature trends: evidence of human-induced climate change?" *Journal of Climate*, 10, pp. 548-563.
- Christy, J.R.; Norris, W.B. y McNider, R.T. (2009). "Surface Temperature Variations in East Africa and Possible Causes". *Journal of Climate*, 22, pp. 3342-3356.
- Dai, A.; Trenberth, K.E. y Karl, T. (1999). "Effects of clouds, soil moisture, precipitation, and water vapor on diurnal temperature range". *Journal of Climate*, 12, pp. 2451-2473.
- del Rio, S.; Cano-Ortiz, A.; Herrero, L. y Penas, A. (2012). "Recent trends in mean maximum and minimum air temperatures over Spain (1961-2006)". *Theoretical and Applied Climatology*, 109, pp. 605-626.
- Goovaerts, P. (1997). "Geostatistics for Natural Resources Evaluation." Oxford University Press, New York.
- Gunst, R. (1995). "Estimating spatial correlations from spatial-temporal meteorological data". *Journal of Climate*, 8, pp. 2454-2470.
- Hofstra, N. y New, M. (2009). "Spatial variability in correlation decay distance and influence on angular-distance weighting interpolation of daily precipitation over Europe". *International Journal Climatology*, 29, pp. 1872-1880.
- Hopkinson, R.F.; Hutchinson, M.F.; McKenney, D.W. et al. (2012). "Optimizing input data for gridding climate normal for Canada". *Jr. of Applied Meteorology and Climatology*, 51, pp. 1508-1518.
- Irvine, E.A.; Gray, S.L.; Methven, J. y Renfrew, I.A. (2011). "Forecast Impact of Targeted Observations: Sensitivity to Observation Error and Proximity to Steep Orography". *Monthly Weather Review*, 139, pp. 69-78.
- Jones, P.D. y Briffa, K.R. (1996). "What can the instrument records tell us about longer timescale paleoclimatic reconstructions?" En: Bradley, R.S. y Jouzel, J. (Eds.). *Climate variations and forcing mechanisms of the last 2000 years*. Springer, pp 625-644.
- Jones, P.D.; Osborn, T.J. y Briffa, R.K. (1997). "Estimating sampling errors in large-scale temperature averages". *Journal of Climate*, 10, pp. 2548-2568.
- Klotzbach, P.J.; Pielke S.R., R.A.; Pielke J.R., R.A. et al. (2009). "An alternative explanation for differential temperature trends at the surface and the lower troposphere." *Journal of Geophysical Research*, 114, D21102, doi:10.1029/2009JD011841.
- Madden, R.A.; Shea, D.J.; Branstator, G.W. et al. (1993). "The effects of imperfect spatial and temporal sampling on estimates of the global mean temperature: experiments with model data." *Journal of Climate*, 6, pp. 1057-1066.
- Mahmood, R.; Pielke, R.; Hunnard, K. et al. (2010). "Impacts of land use/land cover change on Climate and future research priorities." *Bulletin American Meteorological Society*, 91, pp. 37-46.

- Martin-Vide, J. (2004). "Spatial distribution of a daily precipitation concentration index in peninsular Spain." *International Journal of Climatology*, 24, pp. 959-971.
- McNider, R.T.; Christy, J.R.; Biazar, A. (2010). "A Stable Boundary Layer Perspective on Global Temperature Trends." *International Conference on Planetary Boundary Layer and Climate Change*, Cape Town, SA 13, Number: 012003 DOI: 10.1088/1755-1315/13/1/012003.
- New, M.; Hulme, M. y Jones, P. (2000). "Representing twentieth-century space-time climate variability. Part II: development of 1901-1996 monthly grids of terrestrial surface climate." *Journal of Climate*, 13, pp. 2217-2238.
- Osborn, T.J. y Hulme, M. (1997). "Development of a relationship between station and grid-box rain day frequencies for climate model evaluation." *Journal of Climate*, 10, pp. 1885-1908.
- Pannekoucke, O.; Berre, L. y Desroziers, G. (2008). "Background error correlation length-scale estimates and their sampling statistics." *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134, pp. 497-511.
- Peng, S.; Piao, S.; Zeng, Z. et al. (2014). "Afforestation in China cools local land surface temperature." *PNAS*, 111, pp. 2915-2919.
- Pielke, R.A. y Matsui, T. (2005). "Should light wind and windy nights have the same temperature trends at individual levels even if the boundary layer averaged heat content change is the same?." *Geophysical Research Letter*, 32, L21813, doi:10.1029/2005GL024407.
- Sánchez-Lorenzo, A.; Sigró, J.; Calbó, J. et al. (2008). "Efectos de la nubosidad e insolación en las temperaturas recientes de España." En: Sigró, J.; Brunet, M.; Aguilar, E. (Eds.). *Cambio Climático Regional y sus Impactos*. Publicaciones de la Asociación Española de Climatología, Serie A, nº 6, pp. 273-283.
- Srivastava, A.K.; Rajeevan, M. y Kshirsagar, S.R. (2009). "Development of a high resolution daily gridded temperature data set (1969-2005) for the Indian region." *Atmospheric Science Letter*, 10, pp. 249-254.
- Tang, Q. y Leng, G. (2009). "Changes in cloud cover, precipitation, and summer temperature in North America from 1982 to 2009." *Journal of Climate*, 26, pp. 1733-1744.