

Climatología de alta resolución espacial de los promedios de las temperaturas máximas y mínimas estacionales y anuales de la España peninsular (1951-2010)

D. Peña-Angulo^{1,2}, M. Brunetti³, J.C. González-Hidalgo^{1,2}, N. Cortesi⁴

¹ *Departamento de Geografía, Universidad de Zaragoza, España.*

² *IUCA Universidad de Zaragoza, España.*

³ *ISAC-CNR, Bolonia, Italia.*

⁴ *CERFACS-Meteo France, METEOPOLE Campus, Toulouse, Francia.*

dhaispa@unizar.es, m.brunetti@isac.cnr.es, jcgh@unizar.es, nicolacortesi@ymail.es

RESUMEN: En el presente estudio se muestra una nueva climatología de alta resolución espacial de las temperaturas medias de las máximas y mínimas estacionales y anuales durante el periodo 1951-2010 en la España peninsular. La nueva climatología se ha elaborado a partir de la información documental procedente de los archivos de la Agencia Estatal de Meteorología española (AEMet) (3012 y 3021 estaciones de temperatura máxima y mínima mensual, respectivamente), tras realizar un control de calidad (detección de datos anómalos y corrección de inhomogeneidades) y un proceso de reconstrucción de registros perdidos.

Los mapas climatológicos se obtuvieron a partir de un método de interpolación basado en una regresión múltiple local empleando variables geográficas (altitud, orientación, pendiente, latitud, longitud y distancia a la costa) que condicionan las temperaturas. La cartografía estacional y anual de alta resolución espacial (0.0083° ~1 km latitud) constituyen una información muy valiosa tanto para el mundo de la investigación como para la gestión del territorio.

Palabras-clave: climatología, temperatura máxima, temperatura mínima, estacional, anual, España, métodos de interpolación.

1. INTRODUCCIÓN

Los mapas climatológicos representan las condiciones promedio de los elementos del clima, temperaturas, precipitaciones, etc. En los momentos actuales, bajo la hipótesis del Cambio Global, el proceso de actualización de toda climatología parece una labor necesaria, que sugieren también los constantes avances en las técnicas y herramientas geoestadísticas que permiten una mejora en las estimaciones de los valores de dichas climatologías.

La elaboración de una climatología supone generar una información continua de los elementos del clima en un territorio a partir de la interpolación de los datos procedentes de puntos localizados en el espacio (las series de datos de los observatorios) y la técnica de interpolación elegida, la cual condiciona los resultados finales. Diferentes autores (Hosseini et al., 1993; Kurtzman y Kadmon, 1999; Goovaerts, 2000; Di Piazza et al., 2011; Vicente-Serrano et al., 2003; Ninyerola et al., 2007; Hofstra et al., 2008; Li y Heap, 2011) han comparado métodos de interpolación y las variables de análisis, concluyendo de modo general que el resultado final no solo está condicionado por el método elegido para la estimación, sino también por la densidad de estaciones meteorológicas, su distribución y la calidad de los datos. Por esta razón, se ha señalado en numerosas ocasiones la importancia de disponer de bases de datos homogéneas y de alta resolución espacial para asegurar la fiabilidad de los resultados de los modelos (Madden et al., 1993; Jones et al., 1997; Mitchell y Jones, 2005; Hofstra et al., 2008; Cowtan y Way, 2014). Algunos trabajos señalan la necesidad de organizar la información en una malla para reducir los errores producidos por la distribución desigual de estaciones (Jones y Hulme, 1996; Dai et al., 1997; New et al., 2000).

En el territorio español contamos con trabajos en los que se describen las principales características climáticas y en los que podemos encontrar un apartado dedicado a las temperaturas promedios mensuales. Dentro de estos destacan los clásicos de Font Tullot (1983), Capel (1998) y más reciente podemos destacar

trabajos en los que se emplean técnicas de interpolación más avanzadas gracias a los Sistemas de Información Geográfica. Ninyerola et al. (2000, 2005, 2007) realizan un “Atlas Climático Digital de la Península” en el cual se recoge las variables temperatura media, máxima y mínima mensual, radiación solar y precipitaciones mensuales. El estudio climático de las temperaturas se elaboró con 1440 estaciones (periodo 1951-1999) y los mapas finales lograron una resolución de 200 metros mediante el método de interpolación regresión múltiple con corrección de residuos. Cabe mencionar el “Atlas climático Ibérico. Temperatura del aire y precipitación (1971-2000)”, realizado por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMet, 2011) para la temperatura media, máxima y mínima mensual con resolución de 250 m, en el cual se empleó el método de interpolación con regresión multivariada (incluyendo la altitud, distancia al mar y latitud) con la corrección de residuos con un método local (Inverso a la distancia) en unos casos y, en otros casos, geoestadístico (Kriging Simple).

En este trabajo presentamos una nueva climatología de alta resolución espacial de las temperaturas máximas (Tmax) y mínimas (Tmin) estacional y anual de la España peninsular, para el periodo 1951-2010. Los resultados de esta investigación suponen actualizar los trabajos anteriores a 2010 y parten, además, de una nueva base de datos de alta resolución. Las cartografías se obtuvieron a partir del método de interpolación denominado “Local Weithed Lineal Regression” (LWLR) desarrollado por Brunetti et al. (2013), ya aplicado a las temperaturas de Italia. La principal ventaja de este método, utilizado por primera vez en España, consiste en emplear la información geográfica local para reconstruir la temperatura. Esta característica adquiere especial relevancia en un territorio tan accidentado como es la España peninsular.

2. MÉTODOS

Este trabajo se ha realizado con la base de datos de temperatura promedio mensual (MOTEDAS) en versión estaciones, que consta de 3012 observatorios en Tmax y 3021 estaciones en Tmin. En cada uno de los registros de ambas temperaturas se calculó además su valor promedio y, posteriormente, se aplicó un método de interpolación local (LWLR) y la validación del mismo para conocer la bondad del modelo. Los mapas climatológicos estacionales y anuales de Tmax y Tmin se presentan con una leyenda en común para ambos que facilita la comparación entre los diferentes registros termométricos.

2.1. Área de trabajo

España se localiza al suroeste de Europa y al norte de África, en la zona templada del hemisferio norte (Figura 1). Ésta ocupa la mayor parte de la Península Ibérica y se encuentra rodeada por Portugal, Francia, el océano Atlántico y el mar Mediterráneo. El territorio español está muy fracturado, con una elevada altitud media (660 m), y presenta una disposición periférica de los sistemas montañosos que aíslan el interior de la influencia marina. Debido a las características del relieve y a su localización podemos decir que en España la variabilidad climática es un hecho. El clima español por su localización se encuentra bajo la influencia de la circulación general del oeste, y en el límite de las altas presiones subtropicales. También está condicionado por las diferentes características de las dos masas de agua que le rodean, lo que le supone un ambiente más cálido al este (mar Mediterráneo) y más frío al norte (océano Atlántico). Las regiones montañosas que bordean las costas conllevan a que la influencia marítima no alcance el interior del país. Por todo ello, es de especial interés conocer en detalle el comportamiento de las temperaturas, ya que éstas no solo se ven influenciadas por los factores generales de la atmósfera, sino también por factores locales relacionados con el relieve, que generan microclimas Base de datos.

Los datos originales fueron facilitados por la AEMet (4683 estaciones) y abarcan desde el año 1856 hasta 2011. En primer lugar se seleccionaron los observatorios localizados en el territorio peninsular con más de 87 meses (3066 estaciones) en los que se realizó un control de calidad enfocado a detectar datos anómalos e inhomogeneidades en las series. Como datos anómalos se consideraron aquellos cuyo valor no corresponde a cuestiones naturales, sino a los errores producidos en la toma de los datos, registro y transcripción, entre otros. De igual manera, las inhomogeneidades responden a dicha naturaleza, pero el sesgo no tiene carácter puntual, sino que se extiende en el tiempo. Los detalles de la creación de la base de datos y el control de calidad se encuentran en González-Hidalgo et al. (2015).

El siguiente paso consistió en reconstruir las series incompletas con series de referencia creadas a partir de las estaciones vecinas de características similares, siguiendo el proceso aplicado a las precipitaciones mensuales de España (González-Hidalgo et al., 2011). El total de series reconstruidas por este procedimiento fue de 3012 estaciones en Tmax y 3021 en Tmin, calculando finalmente valores promedios del periodo 1951-2010 necesarios para realizar la interpolación. En la Figura 1 se muestra la distribución espacial de los observatorios analizados.

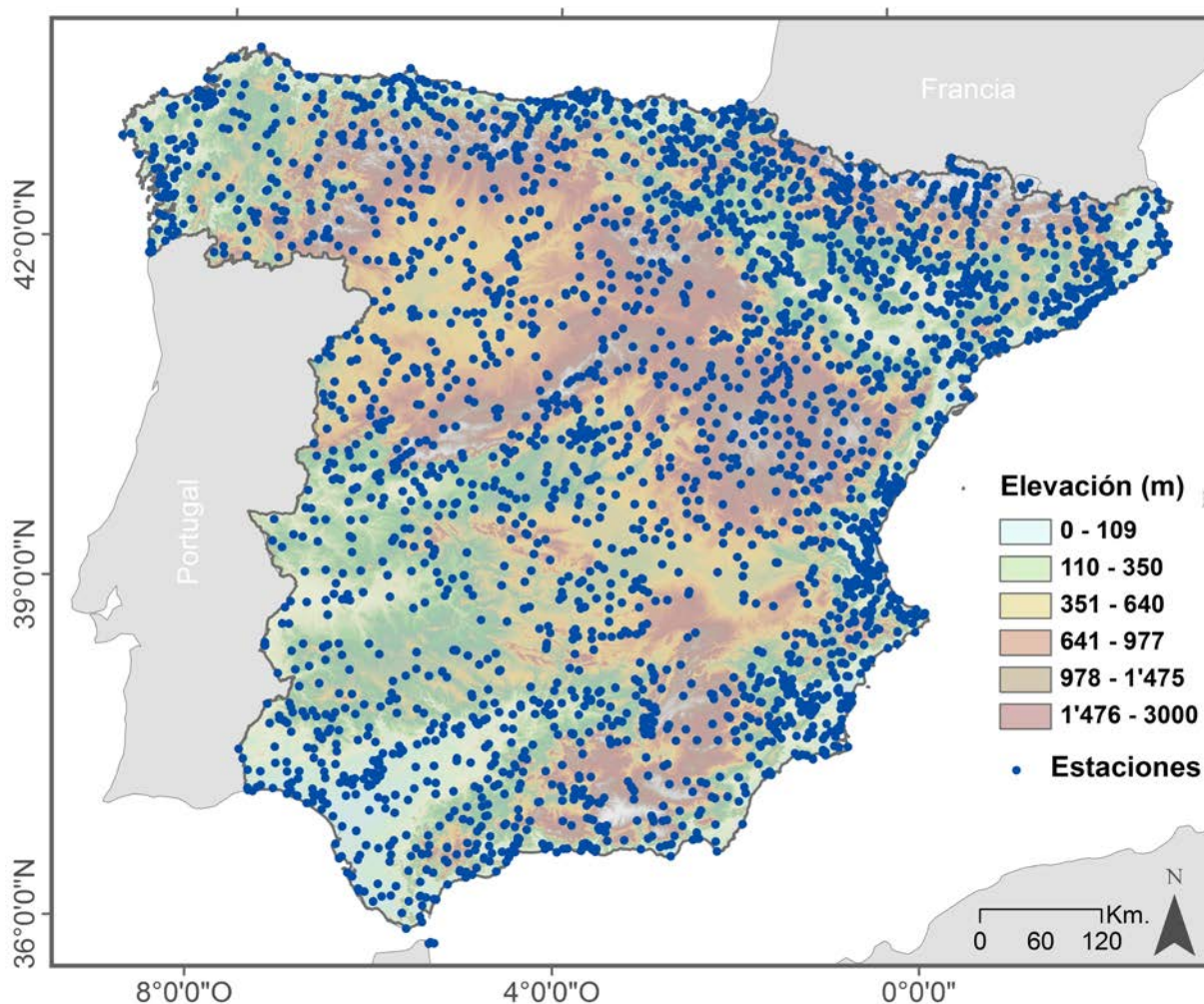


Figura 1. Localización de las estaciones de temperatura promedio máxima y mínima.

2.2. Método de interpolación

El “Local Weighted Linear Regression of temperature versus elevation” es un método de interpolación local desarrollado por Brunetti et al. (2013). Consiste en aplicar el modelo de regresión lineal entre la temperatura y la elevación en las estaciones seleccionadas, con un mínimo de 15 y un máximo de 35 estaciones, en un radio de 200 km. La ponderación de los registros está en función de las características geográficas (orientación, pendiente, latitud, longitud, altitud y distancia a la costa), en la que tendrán un mayor peso las estaciones con características topográficas similares al pixel cuya temperatura estamos estimando. El método específico de regresión lineal es por pesos (Taylor, 1997) con las estaciones vecinas para predecir el valor de temperatura de una celda (λ, ϕ) como una función de la elevación (h), donde $a(\lambda, \phi)$ y $b(\lambda, \phi)$ son los coeficientes de la regresión lineal:

$$T_{(\lambda, \phi)} = a_{(\lambda, \phi)} + b_{(\lambda, \phi)} * h_{(\lambda, \phi)} \quad (1)$$

Las variables geográficas utilizadas se obtuvieron a partir del Modelo Digital de Elevación (MDE) con resolución 0.0083° (GTOPO 30, USGS, 1996). Todos los factores de ponderación (posición, elevación, distancia a la costa, orientación, pendiente) están basados en una función gaussiana, de tal forma que las estaciones con características geográficas similares van a tener mucho más peso que el resto de estaciones.

2.3. Técnicas de validación y medidas de error

La validación cruzada es una técnica que se utiliza para evaluar los resultados del modelo (bondad del ajuste) (Cressie, 1993). Consiste en eliminar un elemento de la muestra cada vez y estimar su valor mediante el modelo especificado (método de interpolación), utilizando el resto de los elementos. Con este método la estimación del error no tiende a ser muy variable dependiendo de los datos para validar, es decir, el error es

más estable, a diferencia de la validación reservando un conjunto de datos como se ha hecho tradicionalmente. Finalmente, a partir de los valores observados y predichos se pueden obtener diferentes medidas del error.

En el presente trabajo las medidas de error estimadas han sido las siguientes (siendo O el valor observado y P el predicho por el modelo): El error absoluto medio (MAE), $MAE = N^{-1} \sum_{i=1}^N |P_i - O_i|$, se utiliza para medir la diferencia absoluta entre los valores predichos por el modelo y los valores observados. El sesgo (BIAS), $BIAS = N^{-1} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i)$ (Pielke, 1984), proporciona información sobre la tendencia del modelo a sobreestimar o subestimar una variable. Por último, la raíz del error medio cuadrático (RMSE), $RMSE = [N^{-1} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2]^{0.5}$ es la raíz cuadrada del promedio de la suma de las diferencias cuadráticas entre los valores observados (O) y predichos (P). Cuanto más se acercan estos estadísticos de error a cero, mejor es el modelo.

Por último, el coeficiente de determinación (R^2) informa sobre la calidad del modelo, su capacidad de predecir y la proporción de variación de los resultados que puede explicarse por el modelo. En un modelo de regresión lineal el coeficiente de determinación es el cuadrado del coeficiente de correlación de Pearson (Steel y Torrie, 1960) y expresa que el comportamiento temporal es similar entre los valores predichos y los observados.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Validación del método de interpolación

Los resultados generales de la validación cruzada de los valores estacionales y anuales de T_{max} y T_{min} se muestran en Tabla 1.

Tabla 1. Estadísticos de error (MAE, BIAS, RMSE) y bondad del modelo (R^2) de la T_{max} y T_{min} estacional (invierno, primavera, verano y otoño) y anual.

	<i>Tmax</i>				<i>Tmin</i>			
	<i>BIAS</i>	<i>MAE</i>	<i>RMSE</i>	<i>R²</i>	<i>BIAS</i>	<i>MAE</i>	<i>RMSE</i>	<i>R²</i>
Invierno	0,000	0,600	0,820	0,924	-0,008	0,797	1,022	0,867
Primavera	-0,025	0,686	0,910	0,904	-0,001	0,787	1,000	0,860
Verano	-0,038	0,855	1,130	0,900	0,002	0,928	1,203	0,838
Otoño	-0,021	0,665	0,890	0,911	-0,004	0,855	1,094	0,859
Anual	-0,023	0,612	0,813	0,910	-0,003	0,799	1,010	0,856

Los valores de error (MAE y RMSE) más elevados y el coeficiente de determinación (R^2) más bajo se obtienen tanto en T_{max} como T_{min} en la estación de verano, mientras que, a la inversa, el modelo empleado presenta los mejores resultados en invierno para T_{max} y primavera para T_{min} . Deduciones similares se observan en el trabajo de Ninyerola et al. (2007), que aplican un método de regresión multivariada global corregido con un método local y en donde los meses estivales alcanzan los peores resultados de R^2 (T_{max} 0,85 y T_{min} 0,81) en comparación con el resto de las otras estaciones del año (T_{max} 0,88, 0,87, 0,87 y T_{min} 0,85, 0,84, 0,84 en invierno, primavera y otoño, respectivamente). Estos resultados coinciden con el estudio precedente sobre distancia y correlación (Peña et al., 2014), en el que se observó que durante el verano se producía la mayor variabilidad espacial de la correlación entre estaciones en la España peninsular.

A partir de los resultados de la validación, se constata que las peores predicciones se obtienen en T_{min} (Figura 2). El modelo aplicado para estimar los valores no logra capturar la variabilidad espacial que tiene lugar durante la noche, lo cual podría relacionarse con los factores que influyen en el comportamiento de T_{max} y T_{min} . Estos resultados coinciden con los mostrados en el trabajo de Spadavecchia y Williams (2009), en donde el R^2 diario de T_{max} (0,90), obtenido a partir del inverso de la distancia, es mejor que en T_{min} (0,81). Los resultados también nos indican que el modelo tiende a subestimar la T_{max} (BIAS anual -0,023) y la T_{min} (BIAS anual -0,003).

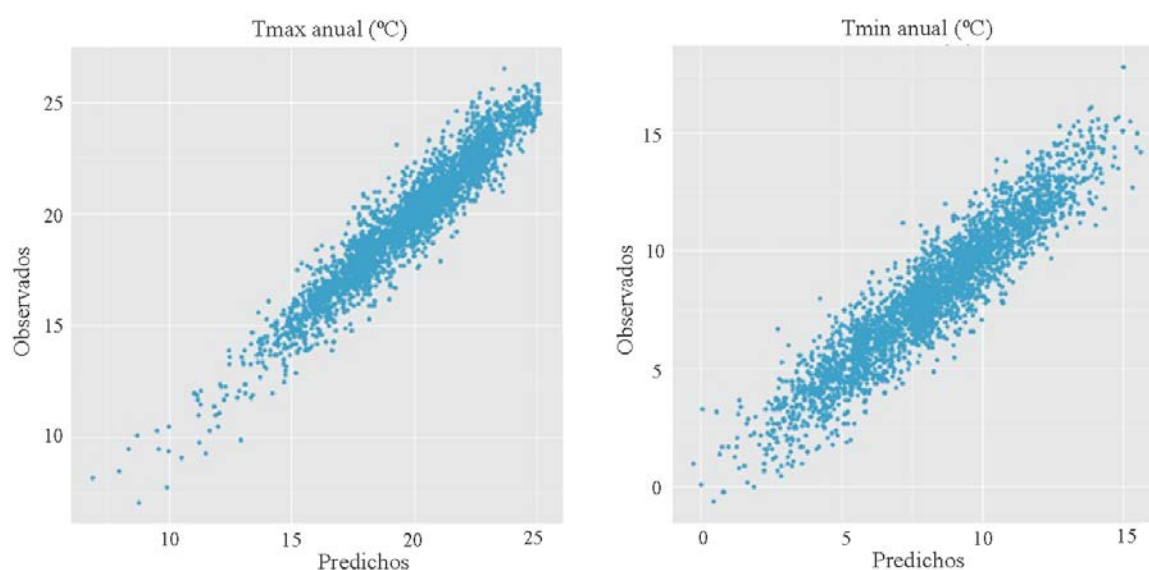


Figura 2. Valores anuales observados y predichos (LWLR) para Tmax y Tmin.

3.2. Climatologías estacionales y anuales de Tmax y Tmin

En trabajos sobre el clima de España (Font Tullot, 1983; Capel, 1998, 2000; Martín-Vide y Olcina 2001) se mencionan los factores que condicionan la distribución de las temperaturas. Éstas están condicionadas principalmente por la latitud, la distancia a la costa y la orografía. Debido a la latitud la temperatura aumenta de norte a sur; sin embargo, en las zonas próximas a la costa sus temperaturas se ven suavizadas por el efecto marítimo. Las principales cadenas montañosas de España presentan una orientación oeste-este, mientras que el Sistema Ibérico se encuentra franqueando el este del territorio. Todo ello provoca que el centro-oeste peninsular se abra al oeste permitiendo una mayor influencia por parte del océano Atlántico, mientras que la margen este del territorio queda bajo los efectos del mar Mediterráneo. También en la España peninsular el relieve produce desniveles altitudinales bastante acusados, además de una elevada altitud media, lo que se traduce en un clima variado y complejo.

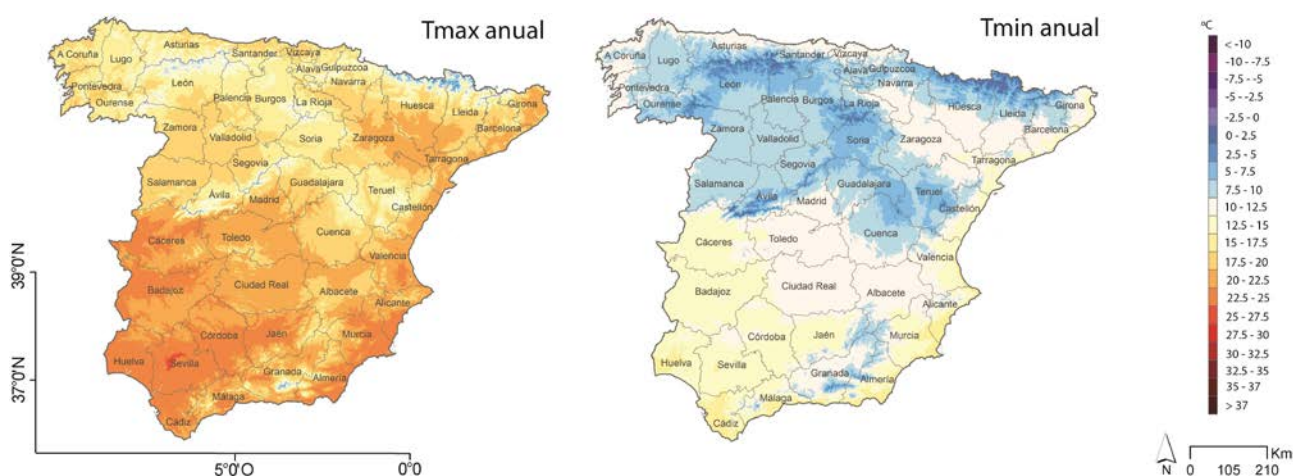


Figura 3. Climatología anual de la temperatura promedio máxima y mínima y las provincias españolas.

Finalmente, debido a su localización en la costa occidental europea y, a su vez, próxima al cinturón de altas subtropicales, en la España peninsular se suceden una gran variedad de situaciones atmosféricas (tipos de tiempo) que reflejan la influencia de las dinámicas atmosféricas atlántica y mediterránea (Martín-Vide y Olcina 2001). Los tipos de tiempo atmosférico predominantes varían según la época del año. En España predominan las masas de aire ártico marítimo, polar continental y marítimo, y tropical marítimo y continental. En invierno, con la presencia del aire ártico marítimo y polar continental, tiene lugar un descenso de la temperatura, abundantes precipitaciones y, en algunos casos, nevadas importantes; mientras

que cuando predomina la masa de aire polar marítimo el descenso de las temperaturas no es tan acusado. Por el contrario, cuando destaca la masa de aire tropical continental, la temperatura es anormalmente elevada para esta época del año, mientras que si tiene lugar la masa tropical marítima predominan las nieblas. En el verano, con la presencia del aire ártico marítimo o polar continental se produce un descenso térmico significativo y pueden tener lugar tormentas convectivas, mientras que si tiene lugar el aire marítimo, refrescan las temperaturas y se producen precipitaciones en áreas de montaña. En esta época del año, cuando predomina el aire tropical, se dan largas jornadas de calor con ausencia de precipitación. En las estaciones intermedias (otoño y primavera), en general, cuando se acontece el aire ártico o polar continental se traduce en jornadas de inestabilidad atmosférica y pueden tener lugar tormentas de granizo. Pero cuando aparece el aire tropical, en estas estaciones del año, los días son soleados de buen tiempo con subida de las temperaturas.

En los mapas climatológicos anuales (Figura 3) se puede observar cómo las temperaturas se ven condicionadas por la latitud, en donde las temperaturas más altas corresponden al sur de la España peninsular y las bajas coinciden con el norte de España. A este factor se añade el efecto de la proximidad al mar; de tal forma, podemos apreciar valores más altos en las áreas próximas a la costa que en el resto del territorio. Estos espacios con temperaturas anuales elevadas nos indican que sus temperaturas en invierno y verano no son tan extremas como en el interior y por ello se reduce su amplitud anual. También en los mapas, se aprecia cómo las zonas de montaña presentan las temperaturas más bajas, mientras que el interior de las cuencas hidrográficas (Ebro, Guadalquivir, Tajo, Guadiana) aparecen las más altas. Los valores anuales más altos de Tmax y Tmin, en torno a los 22°C y 12°C respectivamente, corresponden con zonas del interior y sector meridional de la Península (Cáceres, Badajoz, Sevilla, Córdoba y Jaén), que coinciden con la depresión del Guadalquivir, y las zonas de la costa sureste mediterránea (Almería, Murcia, Alicante) y sur de España (Cádiz y Huelva). Les siguen las zonas localizadas en el valle del Ebro, en especial Zaragoza, aproximadamente 20°C de Tmax, y 10°C de Tmin. Los valores más bajos se localizan en las áreas montañosas (Pirineos, Cordillera Cantábrica, Sistema Ibérico, Sistema Central y Sistema Bético), en torno a los 0°±2,5°C para Tmax y Tmin, y le siguen las áreas elevadas de la meseta norte (Castilla León y Macizo galaico), aproximadamente 7°C de Tmin y 17°C de Tmax, debido a la continentalidad y su elevada altitud.

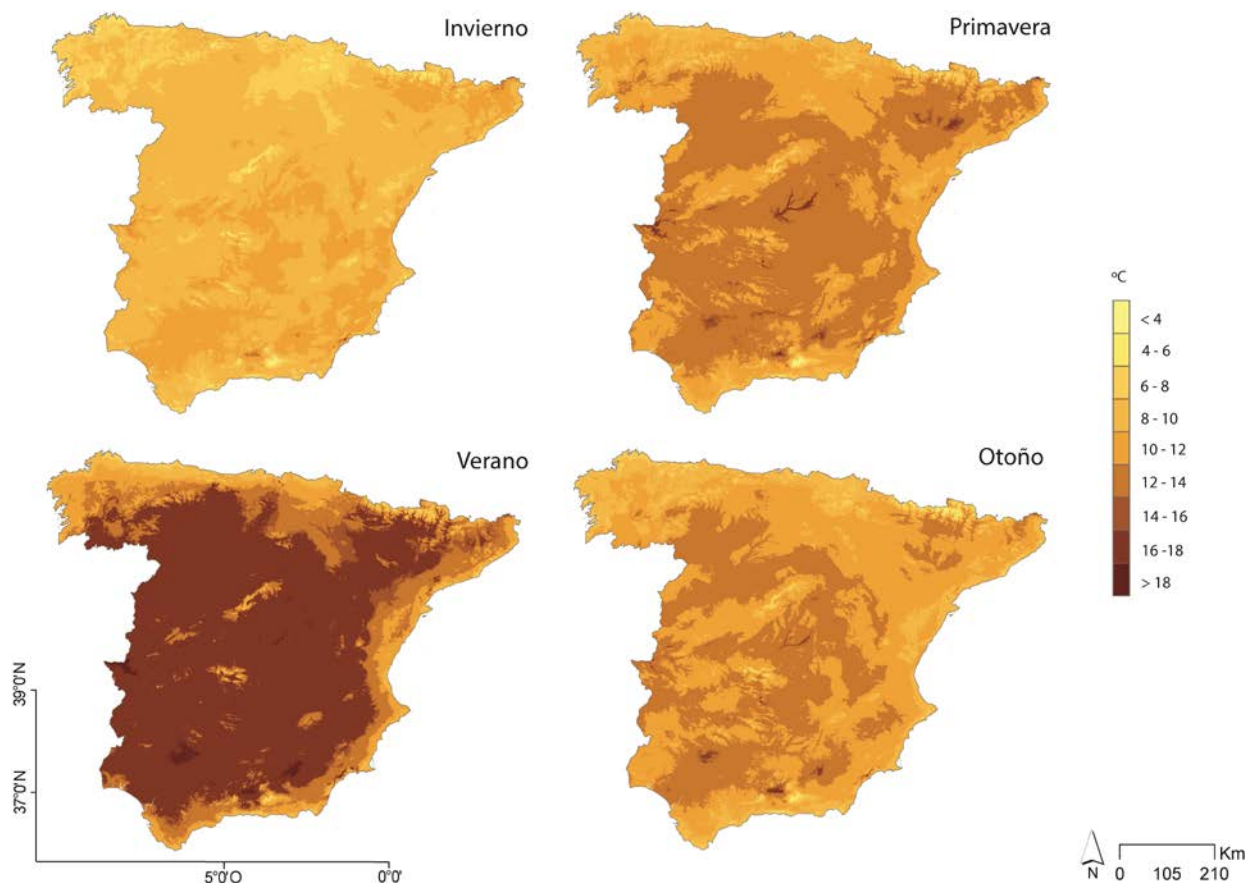


Figura 4. Amplitud térmica de las climatologías estacionales.

La mayor amplitud térmica (Figura 4) la encontramos en las áreas del interior del territorio (Castilla-León, Aragón, Madrid, Castilla-La Mancha, Extremadura y norte de Andalucía). Las áreas de montaña y las proximidades de la costa, en este segundo caso por el efecto de la cercanía al mar y la menor altitud, presentan una menor diferencia entre la Tmax y Tmin. La mayor amplitud térmica la encontramos en la estación de verano, con un gradiente positivo desde la costa al interior, mientras que en invierno este gradiente es menor. En verano la amplitud en el interior puede superar 17°C, mientras que en invierno oscila en torno a los 10°C. En las estaciones intermedias también se observan las diferencias espaciales entre los valores de amplitud de la costa y el interior del territorio, pero en una menor medida que en verano y superiores a los de invierno.

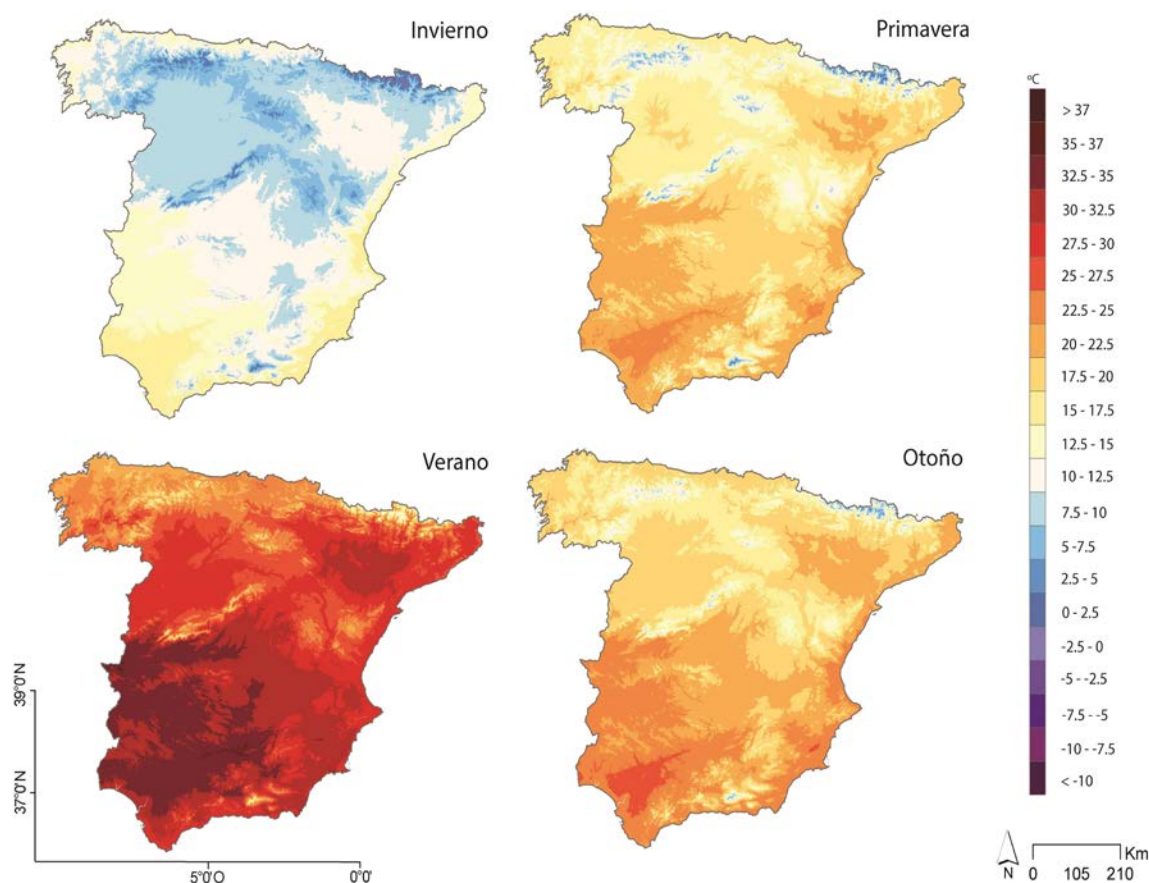


Figura 5. Climatología estacional de la temperatura promedio máxima.

La climatología estacional de Tmax (Figura 4) y Tmin (Figura 5) muestra la secuencia térmica y sus diferentes características espaciales. En esta secuencia de mapas se puede observar cómo el modelo empleado en este estudio recoge la variación en el tiempo de la combinación de la radiación solar y los principales factores geográficos comentados previamente (latitud, longitud, distancia al mar, altitud...). El invierno de Tmax muestra la dicotomía norte-sur, salpicada por las áreas montañosas. Cuando pasamos del invierno a la primavera se puede observar cómo el frío de las áreas de montaña se reduce y hay un aumento de los valores medios en las cuencas de los ríos y las mesetas. Características semejantes se pueden observar durante el otoño. La gran diferencia viene de la mano del verano, donde las áreas de montaña elevan su temperatura y es en las cuencas de los ríos donde encontramos los valores más elevados, en especial en las del Tajo, Guadiana y Guadalquivir.

En el caso de las estaciones de Tmin, el invierno muestra sus valores más bajos, tanto en las áreas de montaña como en la meseta norte, en donde podemos encontrar valores inferiores a 0°C. En las estaciones intermedias, primavera y otoño, las áreas con temperaturas muy bajas se reducen y los valores aumentan entre 2 y 5°C. Por último, en la estación de verano se puede observar un claro contraste norte-sur, delimitado por la frontera que marcan el Sistema Ibérico y el Sistema Central; a excepción de la cuenca del Ebro que es un área con valores por encima de lo que cabe esperar por su localización.

Los nuevos mapas climatológicos permiten observar no solo a escala global el comportamiento de las temperaturas, sino también detectan el detalle de los microclimas que tienen lugar en los valles, en el interior de las cuencas hidrográficas o en la cima de las montañas, al haber aplicado el modelo de interpolación a una malla de alta resolución espacial. Este matiz del detalle alcanzado se aprecia en formato digital, pues en la presente versión los documentos se han elaborado con fines comparativos con una misma leyenda. Por la resolución lograda, los resultados se pueden convertir en una fuente de información de gran valor para todo tipo de estudio en el que el clima sea una variable predictiva.

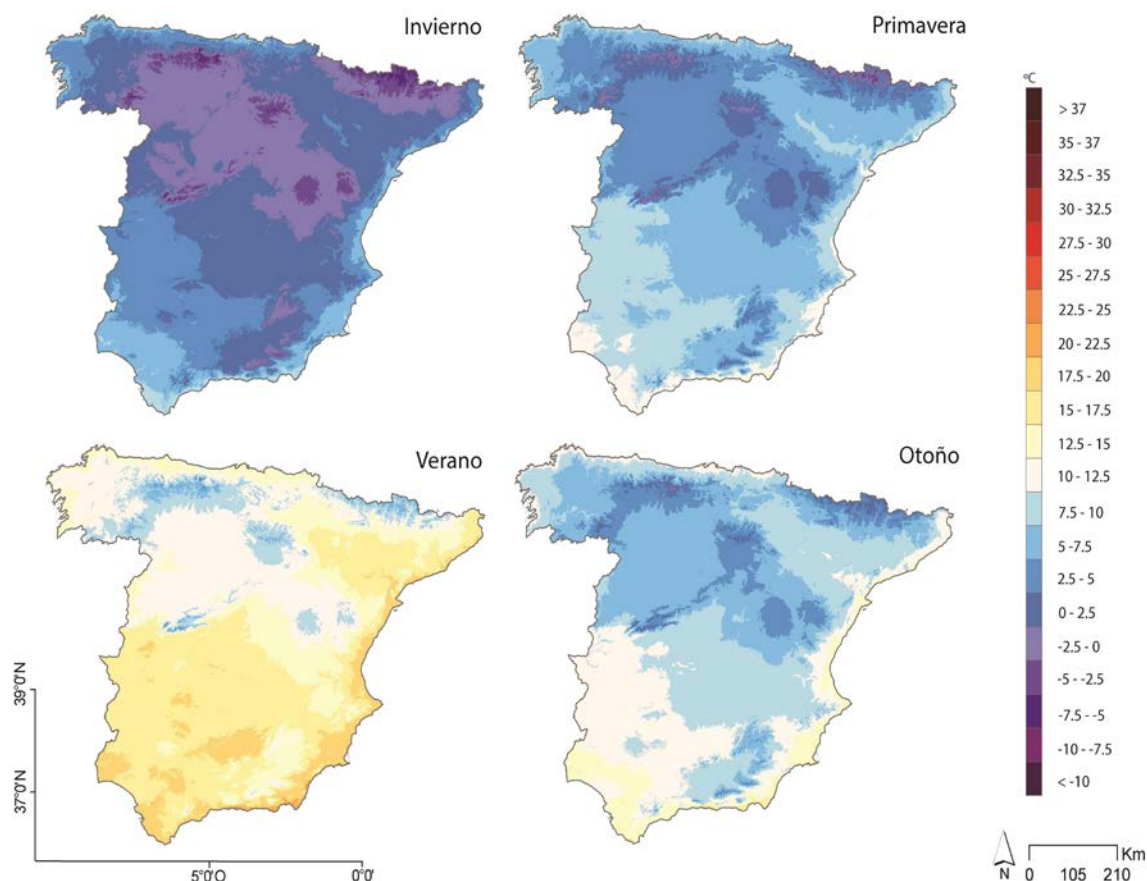


Figura 6. Climatología estacional de la temperatura promedio mínima.

4. CONCLUSIONES

Hemos elaborado una nueva climatología de Tmax y Tmin estacional y anual de alta resolución espacial para la España peninsular (1951-2010) a partir de la base de datos MOTEDAS y un método de interpolación aplicado por primera vez en España (“Local Weighted Linear Regression of temperature versus elevation”). Los resultados se han validado con diversas medidas de error para conocer la incertidumbre asociada a la predicción y la bondad del modelo aplicado.

Los valores de error más elevados se obtienen en la estación de verano tanto para Tmax como Tmin, donde la radiación es mayor y los factores locales parecen tener una mayor influencia. Las mejores estimaciones se obtuvieron en Tmax durante el invierno y en Tmin en primavera. En general el modelo empleado es capaz de predecir mejor la Tmax que la Tmin, lo que se atribuye a los factores que intervienen en ambas medidas termométricas.

Las climatologías están disponibles en formato digital para facilitar su difusión y su uso como herramientas de trabajo en otros ámbitos de la ciencia en los que el clima actúa como variable explicativa, o para la gestión del territorio, entre otros.

5. BIBLIOGRAFÍA

- AEMet (2011): Atlas climático Ibérico. Agencia Nacional de Meteorología. Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino. Instituto de Meteorología de Portugal. ISBN: 978-84-7837-079-5.
- Brunetti, M., Maugeri, M., Nanni, T., Simolo, C., Spinoni, J. (2013): "High-resolution temperature climatology for Italy: interpolation method intercomparison". *Int. J. Climatol.*, 34, 1278-1296, DOI: 10.1002/joc.3764.
- Cowtan, K., Way, R. G. (2014): "Coverage bias in the HadCRUT4 temperature series and its impact on recent temperature trends" *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 140, 1935–1944, DOI: 10.1002/qj.2297.
- Cressie, N. (1993): *Statistics for Spatial Data*. Hoboken, JohnWiley, 900 pp.
- Capel, J. J. (1998): "Ritmo anual de las temperaturas en España". *Nimbus: revista de meteorología, climatología y paisaje*, 1-2, 17-36.
- Capel, J. J. (2000): *El clima de la Península Ibérica*. Barcelona, Ed. Ariel, 281 pp.
- Dai, A., Fung, I. Y., Del Genio, A. D. (1997): "Surface observed global land precipitation variations during 1900–1988". *Journal of Climatology*, 10, 2943–2962.
- Di Piazza, A., Lo Conti, F., Noto, L.V., Viola, F., La Loggia, G. (2011): "Comparative analysis of different techniques do spatial interpolation of rainfall data to create a serially complete monthly time series of precipitation for Sicily, Italy". *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 13, 396–408, DOI: 10.1016/j.jag.2011.01.005.
- Font Tullot, I. (1983): *Climatología de España y Portugal*. Ediciones Universidad de Salamanca, 2007. ISBN: 978-84-7800-944-2.
- Goovaerts, P. (2000): "Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall". *Journal of Hydrology, Amsterdam*, 228, 113– 129, DOI: 10.1016/S0022-1694(00)00144-X.
- González-Hidalgo, J. C., Brunetti, M., De Luis, M. (2011): "A new tool for monthly precipitation analysis in Spain: MOPREDAS dataset (Monthly precipitation trends December 1945 – November 2005)". *International Journal of Climatology*, 31: 715-731.
- Gonzalez-Hidalgo, J. C., Peña-Angulo, D., Brunetti, M., Cortesi, C. (2015): "MOTEDAS: a new monthly temperature database for mainland Spain and the trend in temperature (1951-2010)". *International Journal of Climatology*, DOI: 10.1002/joc.4298 (version on line disponible).
- Hosseini, E., Gallichand, J., Caron, J. (1993): "Comparison of several interpolators for smoothing hydraulic conductivity data in South West Iran". *American Society of Agricultural Engineers*, 36, 1687-1693.
- Hofstra, N., Haylock, M., New, M., Jones, P., Frei, C. (2008): "Comparison of six methods for the interpolation of daily, European climate data". *Journal of Geophysical Research*, Vol. 113, D21110, DOI: 10.1029/2008JD010100.
- Jones, R. G., Murphy, J. M., Noguer, M., Keen, A. B. (1997): "Simulation of climate change over Europe using a nested regional-climate model II. Comparison of driving and regional model responses to a doubling of carbon dioxide". *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 122, 265-292.
- Jones, P. D., Hulme, M. (1996): "Calculating regional climate time series for temperature and precipitation: Methods and illustrations". *Int. J. Clim*, 16, 361-377.
- Krutzman, D., Kadmon, R. (1999): "Mapping of temperature variables in Israel: a comparasion of different interpolation methods". *Climate Research*, Vol. 13, 33-43.
- Li, J., Heap, A. (2008): "A Review of Spatial Interpolation Methods for Environmental Scientists". No. Record 2008/23. Canberra, Geoscience Australia.
- Madden, R. A., Shea, D. J., Branstator, G. W., Tribbia, J. J., Weber, R. O. (1993): "The effects of imperfect spatial and temporal sampling on estimates of the global mean temperature: experiments with model data", *J. Climate*, 6, 1057-1066.
- Martín-Vide, J., Olcina, J. 2001. *Climas y tiempos de España*. Madrid, Alianza Editorial, 258 pp.

- Mitchell, T. D., Jones, P. D. (2005): “An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids”. *Int. J. Climatol.*, 25, 693-712, DOI:10.1002/joc.1181.
- New, M., Hulme, M., Jones, P. D. (2000): “Representing twentieth-century space-time climate variability. Part II: development of 1901–1996 monthly grids of terrestrial surface climate”. *Journal of Climate*, 13: 2217-2238.
- Ninyerola, M., Pons, X., Roure, J. M. (2000): “A methodological approach of climatological modelling of air temperature and precipitation through GIS techniques”. *International Journal of Climatology*, 20, 1823-1841.
- Ninyerola, M., Pons, X., Roure, J. M. (2005) “Atlas Climático Digital de la Península Ibérica. Metodología y aplicaciones en bioclimatología y geobotánica”. Bellaterra, Universidad Autónoma de Barcelona, ISBN 932860-8-7.
- Ninyerola, M., Pons, X., Roure, J. M. (2007): “Objective air temperature mapping for the Iberian Peninsula using spatial interpolation and GIS”. *Int. J. Climatol.*, 27, 1231-1242, DOI: 10.1002/joc.1462.
- Peña-Angulo, D., Cortesi, N., Brunetti, M., González-Hidalgo, J. C. (2014): “Spatial variability of maximum and minimum monthly temperature in Spain during 1981-2010, evaluated by Correlation Decay Distance (CDD)”. *Theoretical and Applied Climatology*, 3-4. DOI: 10.1007/s00704-014-1277-x (version on line disponible).
- Pielke, R. A. (1984): *Mesoscale Meteorological Modeling*. Orlando, Academic Press, 612 pp.
- Spadavecchia, L., Williams, M. (2009): “Can spatio-temporal geostatistical methods improve high resolution regionalisation of meteorological variables?” *Agricultural and Forest Meteorology*, 149, 1105-1117.
- Steel, R. G. D., Torrie, J. H. (1960): *Principles and procedures of statistics*. New York, McGraw-Hill Book Company, 481 pp.
- Taylor, J. R. (1997): *An Introduction to Error Analysis: The Study of Uncertainties in Physical Measurements*. Sausalito, University Science Books (2nd Ed.), CA, 345.
- USGS (United States Geological Survey). 1996. GTOPO30. Disponible: <http://eros.usgs.gov/elevation-products>. Fecha del último acceso: 15/03/2015
- Vicente-Serrano, S. M., Saz-Sánchez, M. A, Cuadrat, J. M. (2003) “Comparative analysis of interpolation methods in the middle Ebro Valley (Spain): application to annual precipitation and temperature”. *Climate Res.* 24, 161-180.