

ANÁLISIS COMPARATIVO DE DIFERENTES MÉTODOS DE INTERPOLACIÓN EN SIERRA NEVADA. APLICACIÓN A LA PRECIPITACIÓN EXTREMA DE OTOÑO E INVIERNO

Paulo PEREIRA^{1,2}, Marc OLIVA^{3,4}

¹ GRAM (Grup de Recerca Ambiental Mediterrània), Universitat de Barcelona

² Department of Environmental Protection, Vilnius Gediminas Technical University

³ Centro de Estudos Geográficos, Universidad de Lisboa

⁴ Paisaje y Reconstrucción Paleoambiental de la Montaña Mediterránea, Universidad de Barcelona

pereiraub@gmail.com, oliva_marc@yahoo.com

RESUMEN

La carencia de series de precipitación en áreas de alta montaña es un problema estructural en estudios pluviométricos. En este estudio se presenta una nueva aproximación metodológica al análisis de la precipitación extrema de invierno y otoño en Sierra Nevada y su contexto regional. Se han testado hasta 22 métodos diferentes para interpolar la precipitación extrema de estas estaciones en el macizo. Su distribución espacial muestra diferencias estacionales significativas que responden más a la dinámica atmosférica imperante en el ámbito regional que a factores locales.

Palabras clave: Precipitación extrema, Sierra Nevada, Métodos de interpolación, Distribución espacial.

ABSTRACT

The lack of rainfall series in high mountain environments is a common problem when dealing with precipitation data. In this paper we discuss a new methodological approach to the analysis of extreme rainfall for winter and autumn seasons in Sierra Nevada and surrounding areas. We have tested up to 22 different methods to interpolate extreme seasonal precipitation in this massif. Its spatial distribution shows remarkable seasonal differences that are more related to the dominating atmospheric circulation in the regional area rather than to local factors.

Key words: Extreme precipitation, Sierra Nevada, Interpolation methods, Spatial distribution.

1. INTRODUCCIÓN

Las precipitaciones extremas, de elevada intensidad en breves espacios de tiempo, son uno de los elementos más singulares del clima mediterráneo y uno de los fenómenos climáticos de mayor impacto socioeconómico en el sur de Europa (DÜNKELOH & JACOBET, 2003; PEREIRA *et al.*, 2008). Su recurrencia es altamente irregular tanto a nivel mensual, interanual

e interdecadal, hecho que dificulta su estudio y caracterización. Para la cuenca del Mediterráneo occidental, MARTINEZ *et al.* (2008) han propuesto recientemente una clasificación de situaciones sinópticas desencadenantes de estos eventos, que normalmente están asociadas a circulaciones prevalentemente de SW, W y SE. Estas situaciones están relacionadas con patrones de circulación de carácter hemisférico y regional, como la Oscilación del Norte Atlántico (NAO; HURRELL, 1995) o la Oscilación del Mediterráneo Occidental (WEMO; LÓPEZ-BUSTINS *et al.*, 2008).

El Mediterráneo Occidental es una región muy vulnerable a la ocurrencia de precipitaciones extremas, principalmente en otoño, que frecuentemente desencadenan catástrofes de gran afectación socioeconómica. La presencia de altos relieves circundando el Mediterráneo condiciona la existencia de notables desniveles que acentúan el potencial destructivo de deslizamientos y avenidas asociadas a precipitaciones intensas. Los pendientes acusados y la elevada densidad de población acrecientan el riesgo en estas regiones. Las precipitaciones extremas en el Mediterráneo peninsular son eventos muy susceptibles de alterar significativamente las actividades antrópicas, con frecuentes pérdidas de vidas humanas (VINET, 2008; MARTÍNEZ *et al.*, 2008; LLASAT *et al.*, 2010).

La precipitación extrema es muy variable en el tiempo y en el espacio. Es especialmente interesante el estudio de la precipitación extrema en zonas montañosas, donde la topografía condiciona la distribución espacial de las mismas y acentúa el gradiente vertical de los distintos parámetros climáticos (WANNER, 2000). Considerando el riesgo que suponen los episodios de precipitación extrema en sectores de marcados desniveles, es importante identificar las áreas donde la vulnerabilidad es más elevada y las zonas donde los eventos extremos se producen con más frecuencia. Son numerosas las tentativas que han analizado y evaluado la distribución espacial de la precipitación a partir de la interpolación de los datos de las series disponibles (DIRKS *et al.*, 1998; VICENTE-SERRANO *et al.*, 2003; MORAL, 2010). Por una parte, el estudio de su variabilidad espacial tiene particular interés en las áreas montañosas porque la densidad de estaciones es muy reducida y, por otra, porque es en ellas donde mayores variaciones se detectan (DIODATO y CECCARELLI, 2005). Considerando que la precipitación extrema es aquella que potencialmente podrá desencadenar mayores impactos, es determinante el análisis de su distribución espacial. Para identificar con mayor precisión la distribución de la variable y lograr un mejor análisis espacial de la misma, es necesario testar diferentes métodos de interpolación.

El objetivo de este trabajo se concreta en la realización de un estudio comparativo de diversos métodos de interpolación para modelizar la precipitación extrema durante los meses de otoño (septiembre, octubre y noviembre) e invierno (diciembre, enero y febrero) en el contexto regional de Sierra Nevada.

2. MARCO GEOGRÁFICO

En el sur de la Península Ibérica, bajo la influencia de los *westerlies* de medias latitudes durante el semestre frío del año y del cinturón subtropical de altas presiones durante la mitad cálida, se distribuyen las máximas alturas del Sistema Bético. Sierra Nevada constituye su culminación altimétrica con un cordón cimero que sobrepasa los 3.000 m de altitud y alcanza el techo ibérico en el Mulhacén (3.478 m). La altura, compacidad y extensión de Sierra Nevada en el sur peninsular condicionan el clima regional y determinan una amplia variedad de topoclimas en el macizo y en sus inmediaciones. Los datos de altura son escasos y sólo el

observatorio del Albergue Universitario (2.507 m) ofrece una serie relativamente continua de datos entre 1965-1992, que arroja una temperatura media de 4,4°C y una precipitación anual de 710 mm. La temperatura presenta una clara disminución con la altura, con un gradiente térmico vertical de 0,65°C en cara norte y de 0,46°C en cara sur, más atenuado por la influencia marítima (OLIVA, 2009). Las precipitaciones disminuyen de oeste a este y se concentran especialmente entre octubre y abril (~80% del total). Las mayores alturas de la mitad occidental y la propia orientación SW-W del macizo determinan una precipitación más elevada en su flanco oeste. En este sector la pluviosidad durante el semestre frío está muy correlacionada con valores negativos de la NAO, mientras que la mitad oriental de Sierra Nevada presenta una influencia más mediterránea, con una pluviosidad más correlacionada con la WeMO (OLIVA y MORENO, 2008).

3. DATOS Y METODOLOGIA

Para observar la distribución de la precipitación extrema en el área de Sierra Nevada se han seleccionado un total de 36 estaciones con series de precipitación diaria del Instituto Nacional de Meteorología para las provincias de Granada y Almería en un área con topografía compleja (figura 1). La precipitación extrema fue calculada en base en el percentil 95 de la precipitación diaria entre 1961 y 1990, según la metodología utilizada en otros estudios similares (HAYLOCK y NICHOLLS, 2000; ZHAI *et al.*, 2005).

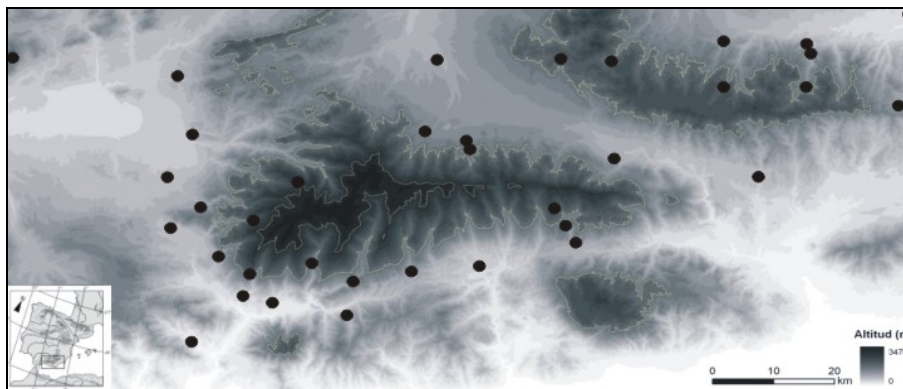


Fig. 1: Localización del área de estudio y emplazamiento de las estaciones consideradas.

Antes de proceder a la modelización de los datos, se han calculado algunos parámetros descriptivos de la precipitación extrema para los meses de otoño e invierno en las estaciones consideradas que se desgranar en la tabla 1: promedio (\bar{m}), desviación estándar (SD), coeficiente de variación (CV), mediana (M), mínimo (mín), máximo (máx), skewness (Sk) y kurtosis (Kur). Seguidamente, la normalidad de los datos fue comprobada con el test de Shapiro-Wilk con $p > 0.05$ (SHAPIRO y WILK, 1965). Si los datos no respectasen la distribución gaussiana y presentaran una *skewness* muy elevada y *outliers*, éstos podrían influenciar la estructura del variograma y los resultados de la interpolación (McGRATH *et al.*, 2004; ROBINSON y METTERNICHT, 2006). En el presente estudio, las distribuciones de precipitación extrema de otoño e invierno y de la altitud de los puntos de observación respectaban la normalidad, tal y como se observa en la figura 2, y no fue necesaria ninguna transformación de los datos para proceder a su modelización.

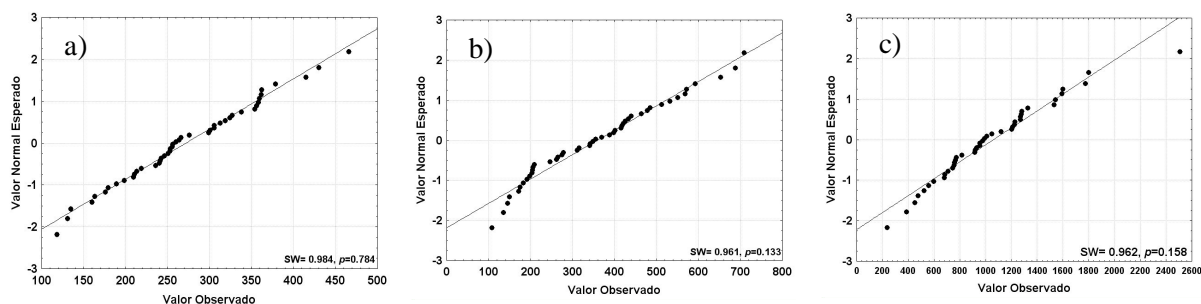


Fig. 2: Gráficos de probabilidad de distribución normal: a) precipitación extrema de otoño, b) precipitación extrema de invierno, c) altitud de los observatorios.

En este trabajo se han testado un total de 22 técnicas de interpolación. Como métodos determinísticos de interpolación usados destacan: el Inverse Distance to a Power (IDW) con el *power* de 1, 2, 3, 4 y 5, Local Polynomial (LP), con el *power* de 1 y 2, Global Polynomial (GP) con el *power* de 1 y 2, Spline With Tension (SPT), Completely Regularized Spline (CRS), Multiquadric (MTQ), Inverse Multiquadric (IMQ) y Thin Plate Spline (TPS). De los métodos geoestadísticos se han seleccionado el Ordinary Kriging (OK), Simple Kriging (SK), Universal Kriging (UK), Disjunctive Kriging (DK), Ordinary Co-Kriging (OCK), Simple Co-Kriging (SCK), Universal Co-Kriging (UCK) y Disjunctive Co-Kriging (DCK). Para todos los métodos de interpolación se ha considerado un factor de alisamiento de 0,5. Los análisis fueron elaborados con el programa ARCGIS 9.2.

Parámetros	Prec. extrema otoño (mm)	Prec. extrema invierno (mm)	Altitud (m)
m	267,43	358,72	1096,42
SD	76,36	151,34	474,80
CV(%)	28,55	42,18	43,30
M	255,61	345,06	982,5
mín	117,97	108,96	235
máx	430,25	708,65	2507
Sk	0,17	0,41	0,76
Kur	-0,41	-0,53	0,77

Tabla 1: Estadísticas descriptivas de la precipitación extrema de otoño, invierno y altitud de las estaciones meteorológicas en análisis en Sierra Nevada.

Explicaciones más detalladas sobre los métodos de interpolación considerados en este estudio están disponibles en ISAAKS y SRIVASTAVA (1989), WEBSTER y OLIVER (2007) y SMITH et al. (2009). La evaluación de la precisión de las técnicas de interpolación fue efectuada a través de los errores producidos por cada modelo (observado-estimado) y los residuos fueron calculados a través del método de validación cruzada (*cross-validation*) para todas las observaciones. Este método ha permitido observar el error medio (ME) y la raíz cuadrada del error medio (RMSE), que se emplean para identificar el método de interpolación más adecuado (ROBINSON Y METTERNICHT, 2006).

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la tabla 1 se exponen las estadísticas descriptivas de la precipitación de otoño e invierno. La cantidad y variabilidad espacial de la precipitación es más elevada durante la estación invernal, tal y como refleja el CV (DIODATO y CECCARELLI, 2005, CELLERI *et al.*, 2007). La variabilidad horizontal de la precipitación en esta área de montaña es muy elevada, particularmente en invierno, donde muestra variaciones más significativas en espacios limitados. En áreas de montaña la precipitación suele presentar una correlación positiva con la altitud (DIODATO y CECCARELLI, 2005). En este estudio, la correlación entre la precipitación extrema y la altitud es reducida y no significativa a un $p < 0,05$ (figura 3a), mientras que en invierno la relación es más elevada y significativa. Estos resultados sugieren que la orografía presenta efectos distintos sobre la precipitación extrema de otoño e invierno. La correlación más elevada entre la precipitación extrema de invierno y la altitud de las estaciones se enmarca en el efecto multiplicador que tiene la altura sobre la pluviosidad (tabla 1). En otoño, el factor local que impone la orografía tiene menos repercusión pluviométrica en el área de estudio que en invierno, ya que probablemente viene más condicionado por una componente de carácter regional.

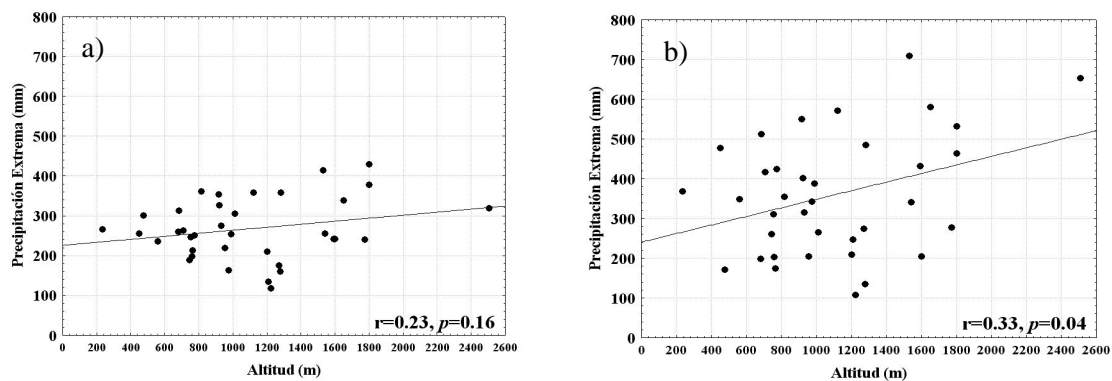


Fig. 3: Correlación entre la altitud de las estaciones y la precipitación extrema:
a) otoño, b) invierno.

4.1 Precipitación extrema de otoño

En la interpolación de la precipitación extrema de otoño (tabla 2), los errores negativos y positivos más elevados fueron identificados con el método TPS, que significa que la amplitud de los valores estimados fue más elevada respecto a los restantes métodos. El ME ha variado entre un valor positivo máximo de 7,1 en el DK y un mínimo de -3,61 en el LP2. Con la excepción de los métodos OCK, GP2 y LP2, en todos los métodos en estudio se han subestimado los valores originales (observados > estimados). De entre todos los métodos usados en este estudio, la interpolación de la precipitación ofreció un menor error para la precipitación extrema de otoño con el OK, siendo el TPS el menos preciso. Con las técnicas IDW, LP, GP y Kriging se obtuvieron resultados semejantes, inferiéndose diferencias más elevadas con los métodos RBF y Co-Kriging. El mayor RMSE de las funciones basadas en el Co-Kriging en relación a las restantes, indica que la incorporación de la variable “altitud” no ha contribuido para una mejor interpolación de la variable y que, como se ha mencionado anteriormente, no es el factor que controla más significativamente la precipitación en Sierra Nevada durante el otoño. Así, la correlación más elevada fue obtenida con el OK y aquella más reducida con el UCK, siendo ésta incluso negativa. En ningún caso las diferencias entre la media de los valores observados y estimados es significativa a un $p < 0,05$, si bien GP1 muestra los valores más próximos y DK los más alejados.

El mapa interpolado con el método que ha ofrecido mejores resultados (OK) se representa en la figura 4. Los valores de precipitación extrema son más elevados en los sectores de mayor altura, en el sur y en la parte noroeste de Sierra Nevada. Al norte y noreste del macizo se identifica una reducción de la precipitación extrema, consecuencia de la pérdida de humedad de las masas de aire al atravesar la Sierra (efecto de foehn). La orientación oeste-este del macizo (figura 1) ejerce un efecto barrera al paso de las masas húmedas, que frecuentemente provienen del SW, asociadas a la presencia de bajas presiones en el oeste y noroeste de la Península durante el semestre frío (ROMERO *et al.*, 1999). El hecho de que el margen occidental del macizo sea el sector más elevado es determinante para explicar que los valles estrechos y orientados al SW de la vertiente meridional del macizo (Lanjarón, Poqueira) sean los que registran las precipitaciones más elevadas, muy condicionados por la resquebrajada topografía nevadense.

Método	Mín	Máx	ME	RMSE	r	Obs vs Est
IDW 1	-160,43	151,35	3,104	73,91	0,38**	0,7792
IDW 2	-194,21	194,48	6,784	72,89	0,45**	0,5337
IDW 3	-198,44	198,48	6,973	71,25	0,51***	0,5128
IDW 4	-198,68	198,68	5,833	71,42	0,53***	0,5852
IDW 5	-198,69	198,69	4,836	72,45	0,53***	0,6557
LP 1	-167,23	138,43	0,769	75,34	0,34*	0,9456
LP 2	-162,39	136,74	-3,61	76,68	0,33*	0,7530
GP1	-182,29	151,09	0,061	80,12	0,16 ^{n,s}	0,9958
GP2	-181,01	147,08	-0,153	84,31	0,13 ^{n,s}	0,9903
SPT	-164,18	163,12	1,093	69,67	0,49***	0,9166
CRS	-162,09	160,79	1,056	69,67	0,49***	0,9194
MTQ	-190,83	196,88	0,4088	70,76	0,54***	0,9692
IMTQ	-195,41	195,87	4,067	73,68	0,42**	0,7124
TPS	-199,02	235,19	1,125	92,43	0,40*	0,9353
OK	-144,90	186,67	1,535	64,03	0,60***	0,8729
SK	-147,03	170,91	4,891	64,83	0,59***	0,6142
UK	-158,22	171,89	2,818	65,91	0,57***	0,7753
DK	-192,07	199,93	7,104	70,10	0,53***	0,4979
OCK	-191,86	160,31	-0,223	80,13	0,06 ^{n,s}	0,9851
SCK	-152,49	168,97	5,419	67,39	0,55***	0,5910
UCK	-195,29	159,62	0,412	81,33	-0,08 ^{n,s}	0,9730
DCK	-155,72	169,19	5,402	67,75	0,54***	0,5941

Tabla 2: Resultados de los tests de interpolación para la precipitación extrema de otoño. Error mínimo (Mín), error máximo (Máx), correlaciones significativas a un $p < 0,05$ *, $p < 0,01$ ** y $p < 0,001$ ***. n.s (no significativo a un $p < 0,05$). En negrita el método más eficaz para interpolar la precipitación extrema de otoño.

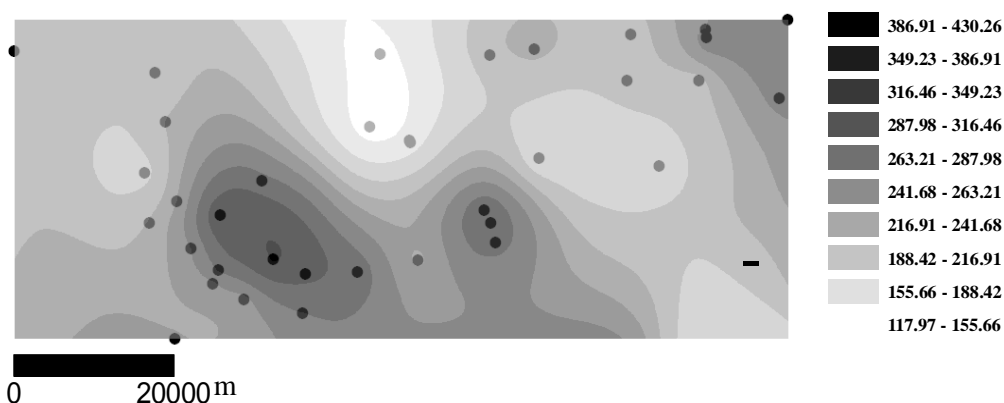


Fig. 4: Interpolación de la precipitación extrema de otoño con el método OK.

4.2 Precipitación extrema de invierno

En la tabla 3 se exponen los resultados de la interpolación de la precipitación extrema de invierno. El método que presentó un error positivo y negativo más elevado fue también el TPS. El ME osciló entre los -24,65 en el LP2 y los 12,8 en DK. Los modelos LP1 y LP2 y GP 2 han sobrestimado los valores originales, mientras que los restantes los han subestimado. La técnica más precisa para interpolar la precipitación extrema es el SK y la que presentó un error más elevado fue también el TPS. En general, el RMSE de la precipitación extrema de invierno fue más elevado que el valor de otoño, consecuencia de la mayor variabilidad pluviométrica entre observatorios que conlleva un mayor error en las estimaciones de pluviosidad máxima. Las técnicas IDW, LP y K muestran valores muy semejantes, mientras que, tal y como sucede en la interpolación de la precipitación extrema de otoño, los métodos RBF son los que han registrado mayores diferencias. La incorporación de la altitud como variable auxiliar para estimar con más fiabilidad la interpolación presenta mejores resultados en la precipitación extrema de invierno, siendo muy próxima del RMSE registrado en el SK. Esta pauta es indicativa de una mejor correlación existente entre la precipitación extrema y la altitud durante el trimestre frío del año.

Método	Mín	Máx	ME	RMSE	<i>r</i>	Obs vs Est
IDW 1	-274,50	283,39	9,189	123,7	0,62***	0,6197
IDW 2	-252,48	237,29	14,63	116	0,67***	0,3983
IDW 3	-250,25	249,40	13,93	114,3	0,70***	0,4145
IDW 4	-250,11	250,06	11,49	115,7	0,69***	0,5063
IDW 5	-250,10	250,09	9,563	117,7	0,69***	0,5871
LP 1	-324,73	240,45	-11,96	136,2	0,51***	0,5573
LP 2	-948,31	299,13	-24,65	197,1	0,23 ^{n.s}	0,4022
GP1	-278,61	240,51	0,552	137,7	0,48***	0,9786
GP2	-384,45	277,83	-1,872	151,7	0,38**	0,9343
SPT	-269,88	254,50	4,521	113,2	0,69***	0,7898
CRS	-273,16	257,42	4,028	113,4	0,69***	0,8125
MTQ	-291,22	244,45	1,87	124,5	0,64***	0,9201
IMTQ	-260,24	301,12	9,536	120,4	0,64***	0,5966
TPS	-679,30	647,07	7,026	209	0,30 ^{n.s}	0,8224
OK	-262,78	247,34	11,34	114,7	0,70***	0,5082
SK	-259,54	212,88	8,802	106,8	0,73***	0,5818
UK	-262,78	247,34	11,34	114,7	0,70***	0,5082
DK	-261,54	247,94	12,8	115	0,69***	0,4566
OCK	-263,37	241,69	10,18	107	0,74***	0,5245
SCK	-261,57	244,53	12,54	109	0,73***	0,4412
UCK	-264,20	240,31	10,35	107,9	0,74***	0,5213
DCK	-261,91	218,23	11,4	106,9	0,74***	0,4756

Tabla 3: Resultados de los tests de interpolación para la precipitación extrema de invierno.

Error mínimo (Mín), error máximo (Máx), correlaciones significativas a un $p < 0,05^*$, $p < 0,01^{**}$ y $p < 0,001^{***}$. n.s (no significativo a un $p < 0,05$). En negrita el método más eficaz para interpolar la precipitación extrema de invierno.

La correlación entre los valores observados y estimados es significativa en todos los casos, con excepción del TPS. En línea con la pauta observada en la precipitación extrema de otoño, no se han registrado diferencias significativas entre los valores observados y los estimados (tabla 2). En la figura 5 se presenta el mapa de la precipitación extrema de invierno interpolado con el SK, que muestra una distribución horizontal de las variaciones pluviométricas parecida al mapa de otoño. No obstante, el mapa evidencia una configuración espacial de la precipitación extrema con unos máximos que presentan una distribución menos

oblicua en el sector occidental que el mapa de otoño (ver figura 4) y unos valores significativamente más elevados, muy especialmente en el área de montaña.

Los valles mejor orientados a los flujos del SW (ábregos o llovedores) que descienden de las crestas cimeras son aquéllos que concentran, tal y como sucede en otoño, las precipitaciones extremas más cuantiosas. La disposición zonal de los sectores culminantes y la morfoestructura de la mitad occidental del macizo son determinantes para canalizar e impulsar los vientos del SW asociados a bajas presiones centradas en el golfo de Cádiz o proximidades. Los valores mínimos de pluviosidad máxima acontecen en la fachada septentrional, concretamente en su mitad centro-oriental.

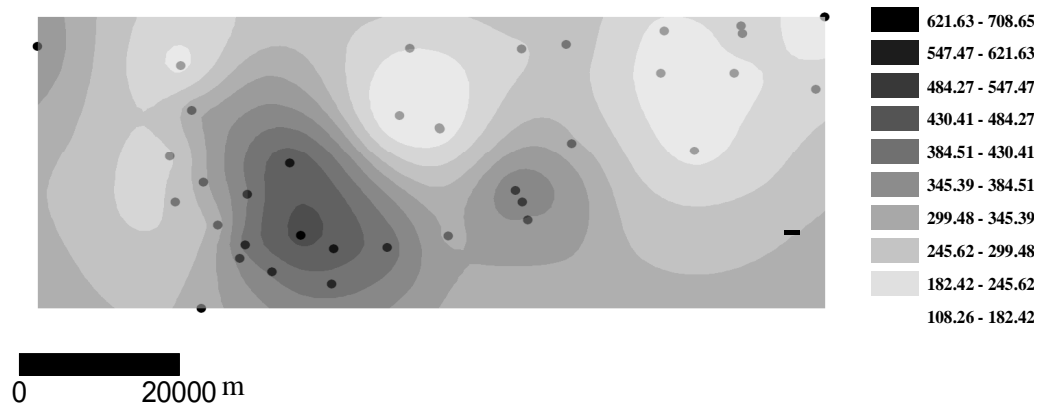


Fig. 5: Interpolación de la precipitación extrema de invierno con el método SK.

5 CONCLUSIONES.

Se han testado un total de 22 métodos para interpolar la precipitación extrema en un área de alta montaña del sur peninsular como es el macizo de Sierra Nevada, donde hay una carencia significativa de estaciones de altura que controlen la precipitación. Los métodos de interpolación que han resultado más eficaces a tal efecto han sido OK para otoño y SK para invierno, siendo en ambos casos el *kriging* la aproximación geoestadística que ha ofrecido mejores resultados. En ambos casos se detecta una influencia regional sobre la precipitación extrema que se ve reforzado por la orografía montañosa de la Sierra, siendo este efecto mayor en otoño que en invierno. Con todo, la configuración espacial de la precipitación extrema durante los meses de otoño e invierno en Sierra Nevada y áreas próximas muestra diferencias espaciales significativas. La contrastación de las figuras 4 y 5 denota divergencias pluviométricas notables en el sur, noroeste y noreste de la Sierra. En otoño los máximos presentan una elongación en dirección NW-SE en la falda suroccidental de Sierra Nevada, mientras que en invierno la precipitación extrema alcanza sus valores más elevados en el tercio oeste del macizo, insinuando una barrera orográfica de clara orientación norte-sur, coincidiendo con las estribaciones montañosas más occidentales de Sierra Nevada (ver figura 1). En ambos casos se detecta una disminución de los valores de la precipitación extrema hacia el este, con máximos secundarios en el área central de la Sierra, donde el macizo alcanza también alturas superiores a los 2.500 m.

Cabe enmarcar los cambios estacionales de la configuración espacial de la precipitación extrema en Sierra Nevada con las fluctuaciones latitudinales de la Circulación General Atmosférica (CGA) en el Atlántico Norte y la distribución de masas de aire que ello comporta. Estudios realizados por ROMERO *et al.*, (1999) indican que durante el invierno y

otoño los episodios de lluvia torrencial están principalmente relacionados con circulaciones zonales. Este patrón parece percibirse también en la zona de montaña de la Sierra, con máximos pluviométricos claramente definidos en la fachada montañosa occidental. Si en invierno este embate más zonal se refleja en la modelización de la precipitación extrema, en otoño ésta parece sugerir un flujo algo más meridiano, con incidencia pluviométrica significativa con flujo de NW. La interpretación geográfica de ambos mapas evidencia la migración latitudinal de la CGA en el marco peninsular, con un progresivo desplazamiento de las borrascas hacia el sur en otoño, comportando más situaciones de vientos húmedos del NW, y una mayor recurrencia de flujos zonales del W durante la estación invernal, cuando el establecimiento de los *westerlies* en posiciones más meridionales ya está mejor asentado y definido.

6. AGRADECIMIENTOS

El segundo autor agradece a la *Fundação para a Ciência e a Tecnologia* de Portugal la financiación de una beca postdoctoral durante la cual se ha escrito el presente artículo.

7. REFERENCIAS

- CELLERI, R.; WILLEMS, P.; BUYTAERT, W. y FEYEN, J. (2007). Space-time rainfall variability in the Paute Basin, Ecuadorian Andes. *Hydrological Processes*, 21, pp. 3316-3327.
- CHAPLOT, V.; DARBOUX, F.; BOURENNANE, H.; LEGUÉDOIS, S.; SILVERA, N. y PHACHOMPHON, K. (2006). Accuracy of interpolation techniques for the derivation of digital elevation models in relation to landform types and data density. *Geomorphology*, 77, pp. 126-141.
- DIODATO, N. y CECCARELLI, M. (2005). Interpolation processes using multivariate geostatistics for mapping of climatological precipitation mean in the Sannio Mountains (southern Italy). *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, pp. 259-268.
- DIRKS, K.N.; HAY, J.E.; STOW, C.D. y HARRIS, D. (1998). High-resolution studies of rainfall on Norfolk Island Part II: Interpolation of rainfall data. *Journal of Hydrology*, 208, pp. 187-193.
- DÜNKELOH, A. y JACOBET, J. (2003) Circulation dynamics of Mediterranean precipitation variability 1948–98. *International Journal of Climatology*, 23, pp.1843-1866.
- GOOVAERTS, P. (2000). Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. *Journal of Hydrology*, 228, pp. 113-129.
- GOUVAS, M.; SAKELLARIOU, N. y XYSTRAKIS, F. (2009). The relationship between altitude of meteorological stations and average monthly and annual precipitation. *Stud. Geophy. Geod.* 53, pp. 557-570.
- HAYLOCK, M. y NICHOLLS, N. (2000). Trends in extreme rainfall indices for an updated high quality data set for Australia, 1910-1998. *International Journal of Climatology*, 20, pp. 1533-1541.
- HURRELL, J.W. (1995). Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional Temperatures and Precipitation. *Science*, 269, pp. 676-679.
- ISAAKS, E.H. y SRIVASTAVA, R.M. (1989). *An introduction to applied geostatistics*. Oxford University Press, New York, 592 pp.
- LLASAT, M.C. *et al.* (2010). High-impact floods and flash floods in Mediterranean countries: the FLASH preliminary database. *Advances in Geosciences*, 23, pp. 47-55.
- LÓPEZ-BUSTINS, J.A.; MARTIN-VIDE, J. y SANCHEZ-LORENZO, A. (2008). Iberia winter rainfall trends based upon changes in teleconnection and circulation patterns. *Global and Planetary Change*, 63, pp. 171-176.

- LUO, W.; TAYLOR, M.C. y PARKER, R. S. (2008). A comparison of spatial interpolation methods to estimate continuous wind speed surfaces using irregularity distributed data from England and Wales. *International Journal of Climatology*, 28, pp. 947-959.
- MARTÍNEZ, C.; CAMPINS, A.; JANSÀ, A. y GENOVÉS, A. (2008). Heavy rain events in the Western Mediterranean: an atmospheric pattern circulation. *Advances in Science and Research*, 2, pp. 61-64.
- McGRATH, D.; ZHANG, C. y CARTON, O.T. (2004). Geostatistical analysis and hazard assessment on soil lead in Silvermines area, Ireland. *Environmental Pollution*, 127, pp. 239-248.
- MORAL, F.J. (2010). Comparative of different geostatistical approaches to map climate variables: application to precipitation. *International Journal of Climatology*. 30, pp. 620-631.
- NALDER, I.A. y WEIN, R.W. (1998). Spatial interpolation of climatic normals: test of a new method in the Canadian boreal forest. *Agriculture Forest Meteorology*, 92, pp. 211-225.
- OLIVA, M. (2009). *Reconstrucció paleoambiental holocena de Sierra Nevada a partir de registres sedimentaris*. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona.
- OLIVA, M. y MORENO, I. (2008). Sierra Nevada, nexa entre dos patrones de teleconexión: la NAO y la WeMO. En: SIGRÓ RODRIGUEZ, J., BRUNET INDIA, M., AGUILAR ANFRONS (Eds.). *Cambio Climático Regional y sus Impactos. Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (AEC)*, Serie A, nº 6, pp. 199-208.
- PEREIRA, P.; MORAIS, L.; ÚBEDA, X. y LÓPEZ-BUSTINS, J.A. (2008) Variabilidad de los extremos de precipitación en Portugal durante la segunda mitad del siglo XX, En: SIGRÓ RODRIGUEZ, J., BRUNET INDIA, M., AGUILAR ANFRONS (Eds.). *Cambio Climático Regional y sus Impactos. Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (AEC)*, Serie A, nº 6, pp 425-435.
- ROBINSON, T.P.; y METTERNICHT, G. (2006). Testing the performance of spatial interpolation techniques for mapping soil properties. *Computers and Electronics in Agriculture*, 50, pp. 97-108.
- ROMERO, R.; SUMNER, G.; RAMIS, C. y GENOVÉS, A. (1999). Classification of the atmospheric circulation patterns producing significant rainfall in the Spanish Mediterranean area, *International Journal of Climatology*, 19, pp. 765-785.
- SHAPIRO, S. y WILK, M. (1965). An analysis of variance test for normality. *Biometrika*, 52, pp. 591-611.
- SMITH, M.J.; GOODCHILD, M.F. y LONGLEY, P.A. (2009). *Geospatial Analysis. A comprehensive guide to principles techniques and software tools*. Troubador Publishing, Leicester, 394 pp.
- TALMI, A. y GILAT, G. (1977). Method for smooth approximation of data. *Journal of Computational Physics*, 23, pp. 93-123.
- VICENTE-SERRANO, S.; SAZ-SÁNCHEZ, M.A. y CUADRAT, J.M. (2003). Comparative analysis of interpolation methods in the middle Ebro Valley (Spain): application to annual precipitation and temperature. *Climate Research*, 24, pp. 161-180.
- VINET, F. (2008). Geographical analysis of damage due to flash floods in southern France: the cases of 12-13 November 1999 and 8-9 September 2002. *Applied Geography*, 28, pp. 323-336.
- WANNER, H.; HOLZHAUSER, H.; PFISTER, C. y ZUMBÜHL, H. (2000). Interannual to century scale climate variability in the European Alps. *Erdkunde*, 54, pp. 62-69.
- WEBSTER, R. y OLIVER, M.A. (2007). *Geostatistics for environmental scientists*. Wiley Interscience, 2nd Ed, London, 330 pp.
- ZHAI, P.; ZHANG, X.; WAN, H. y PAN, X. (2005). Trends in total precipitation and frequency of daily precipitation extremes over China. *Journal of Climate*, 18, pp. 1096-1108.