

COMPARACIÓN DE MÉTODOS DE CÁLCULO PARA LA OBTENCIÓN DE LA VARIABLE PRECIPITACIÓN EN UN SIG.

POR

RICARDO R. PONTE RAMÍREZ

Y

JOAQUÍN BOSQUE SENDRA

Introducción

La creciente puesta en marcha de Sistemas de Información Geográfica (SIGs) orientados al estudio y gestión del medio ambiente, y el innegable papel que en éste desempeñan las variables climáticas, explican el interés por la integración y la modelización de las variables climáticas (De La Puente *et al.*, 1993).

El carácter puntual de los datos disponibles ha sido siempre una limitación para los estudios climáticos; este problema se acusa aún más en zonas montañosas donde la densidad de la red meteorológica no es muy alta y la localización de las estaciones va unida, casi exclusivamente, a los núcleos de población. El papel que desempeñan en su forma e intensidad las condiciones topográficas hace que las variaciones locales sean importantes. Los problemas anteriormente señalados dificultan el trabajo de especialización de los datos y limitan su eficacia.

Ricardo R. Ponte Ramírez, Universidad de los Andes, Fac. Ciencias Forestales, Instituto de Geografía y Conservación de Recursos Naturales, Mérida, Venezuela.

Joaquín Bosque Sendra, Universidad de Alcalá, Fac. de Filosofía y Letras, Departamento de Geografía, Alcalá de Henares, España.

Estudios Geográficos
Tomo LVII, n.º 227, abril-junio 1997

La estimación de datos climáticos en aquellas áreas en las que no existen estaciones meteorológicas puede llevarse a cabo mediante diferentes técnicas, entre ellas las de interpolación y/o extrapolación espacial. Algunos procedimientos parten del análisis de las relaciones espaciales entre hechos climáticos y una serie de variables ligadas al territorio, tales como son la topografía (altitud, orientación, pendiente), localización geográfica (latitud, longitud, distancia) y la cobertura vegetal. Todas estas variables pueden incorporarse a un SIG, y aprovechando además sus herramientas de modelización para la estimación de datos en áreas sobre las que no existen estaciones meteorológicas (Salas, 1994).

Por este motivo, nos ha parecido conveniente comparar los resultados de algunos de estos métodos basados en diversos procedimientos de determinación de variables climáticas aprovechando las posibilidades de análisis espacial que ofrece el SIG raster IDRISI. El área elegida para desarrollar este estudio es el sector de la Jacetania, provincia de Huesca, en Aragón ¹. Tres algoritmos de interpolación (Superficie de Tendencia, Medias Móviles, Kriging), el Método Isoporcentual (por interpolación con medias móviles) y un procedimiento de correlación/regresión con otra variable serán calibrados en esta área piloto de 3.040 Km², que tiene una densidad de red de 1 estación meteorológica por cada 95 Km², valor que esta dentro de los límites fijados por la Organización Mundial de Meteorología (OMM,1970), para densidades mínimas de redes de precipitación para regiones montañosas mediterráneas o templadas (1 estación por cada 100 a 250 Km²), lo que daría suficiente validez y confiabilidad a los resultados obtenidos.

PROCEDIMIENTOS DE CÁLCULO

Correlación de la precipitación con la altitud

El análisis de regresión/correlación lineal se basa en el cálculo de una función de regresión entre la precipitación y la elevación de las

¹ Agradecemos a don Juan de la Riva, del Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio de la Universidad de Zaragoza, la autorización para utilizar los datos sobre precipitaciones en la zona, que han sido presentados en su tesis doctoral.

estaciones meteorológicas que están siendo consideradas. Aunque existen varios procedimientos para abordar este análisis, una premisa clave a la hora de aplicar las rectas de regresión (Campbell, 1972; Taylor y Waite, 1980) es el establecimiento de zonas climáticas homogéneas. En áreas montañosas que tienen características geográficas relativamente homogéneas, la elevación por lo general explica una gran proporción de la variación en la precipitación normal anual; por esta razón algunos investigadores (Dawdy *et al.*, 1960; Peck *et al.*, 1962; Gandullo *et al.*, 1976; Creus y Puigdefabregas, 1978; López *et al.*, 1981; Kindschy, 1984) desarrollan únicamente la relación de precipitación contra elevación para dichas áreas mediante una ecuación de regresión lineal simple:

$$P_i = a + bh$$

donde P_i es la precipitación que se quiere calcular en un punto i , h es la elevación de la estación i , a es el intercepto con el eje de las ordenadas, b la pendiente de la recta de regresión.

Otros investigadores (Potter, 1961; Williams, 1963; Hovind, 1965; Fedorov, 1967; Schermirhorn, 1967; Ogden, 1969; Huff, 1970a, 1970b, 1973; Atkinson, 1971; todos ellos citados por Linsley *et al.*, 1988), han investigado la variación de la precipitación con la elevación y otros factores topográficos (pendiente, orientación, ...) con conclusiones diferentes, mediante el establecimiento de ecuaciones de regresión múltiple:

$$P_i = a + bX_1 + cX_2 + cX_3 + \dots + nX_n$$

donde a , b , c , ... n son los coeficientes y X_1 , X_2 , X_3 , ... X_n son las variables consideradas. Quizás el estudio más detallado de la influencia orográfica es el realizado por Spreen (1947), citado por Linsley *et al.* (1988), quien correlacionó la precipitación media estacional con la elevación, pendiente, orientación y exposición para las montañas del oeste de Colorado. Mientras que la elevación tenía en cuenta únicamente el 30 % de la variación en la precipitación, los cuatro parámetros en conjunto podrían explicar el 85 % de la variación. Otro estudio realizado para zonas de los cinco continentes (Basist, 1989) condujo a las siguientes conclusiones: a) las variables topográficas

(elevación, pendiente, orientación, distancia al horizonte) explican una proporción significativa de la variabilidad espacial de la precipitación y b) cada región posee una relación única entre topografía y variabilidad espacial de la precipitación. El manejo de la información climática en el SIG (De La Riva, 1994) ha resuelto el problema de carácter puntual de estos datos, agravado en una zona de montaña. El conocimiento detallado de la topografía mediante el MDT –altitud, longitud, latitud, orientación, pendiente, exposición– ha permitido la modelización de estas variables y su cartografía: las correlaciones múltiples así obtenidas han arrojado ajustes muy aceptables. Las relaciones de este tipo son muy útiles para construir mapas de isoyetas en áreas montañosas en las cuales se tienen escasos datos.

Interpolación espacial desde estaciones meteorológicas: Medias móviles y Kriging.

Los métodos de interpolación espacial, Medias Móviles y Kriging, estiman el valor de la variable en cada *punto sin* observación a partir de la distancia o posición respecto a los puntos que cuentan con observaciones. Estos métodos permiten obtener una superficie continua a partir de una serie de estaciones irregularmente distribuidas en el espacio. En definitiva se trata de estimar la precipitación de una serie de puntos a intervalos espaciales regulares mediante la interpolación de las estaciones base introducidas para calibrar el modelo. La calidad del proceso dependerá del número y distribución de esas estaciones, por lo que su selección resulta crucial para obtener resultados suficientemente fiables.

Medias Móviles con ponderación por el inverso de la distancia.—Este método supone que la variable a estimar sigue unos gradientes lineales con la distancia (Bosque, 1992; pp. 378-380). En consecuencia, estima la precipitación en un punto como un promedio ponderado de otras estaciones, normalmente seleccionándolas cada una de ellas localizada en un cuadrante delimitado por las líneas norte-sur y este-oeste que pasan a través del punto en cuestión. Cada estación es la más cercana, en su cuadrante, al punto para el cual la precipitación está siendo estimada. El peso aplicable a cada estación es igual al inverso de la distancia entre ese punto y la estación. Este método se puede expresar matemáticamente de la siguiente manera:

$$P_i = \frac{\sum_{j=1}^m (P_j * W_{ij})}{\sum_{j=1}^m W_{ij}}$$

donde P_j es el valor de precipitación observado en la estación meteorológica j , W_{ij} es un factor de ponderación, que relaciona el punto i y el j , y m el número de estaciones consideradas como vecinas de i .

Existen muchas posibilidades para establecer en concreto el factor de ponderación W_{ij} , entre las más usuales están (Tomlin y Lakey, 1987): $W_{ij} = 1 / D_{ij}$ siendo D_{ij} la distancia euclidiana entre el i (punto a estimar) y j (punto muestral). Otra opción es: $W_{ij} = 1 / (D_{ij})^a$ el exponente a , que afecta a la distancia, tiene el efecto de disminuir, al hacerse más grande, la influencia que en el cálculo de la precipitación interpolada ejercen las estaciones meteorológicas más alejadas de i . El valor utilizado usualmente es 2.

Un ejemplo clásico de interpolación por medias móviles era el programa SYMAP de cartografía automática del Laboratorio de Harvard, en el cual se usaban de seis a ocho vecinos más próximos (Sheppard, 1968). Fernández y Moreno (1981, citado por Salas, 1994) con una variante de este método elaboran un mapa de isoyetas en un área montañosa del centro peninsular, con resultados que validan su uso en esta zona de topografía compleja. Este método es muy empleado y suele estar disponible en muchos programas comerciales, de SIG, y de MDT. Así ocurre, por ejemplo, en los sistemas ERDAS e IDRISI y el programa SURFER para Windows.

Método de Kriging.—El método de Kriging es el más importante y utilizado de los procedimientos que llevan a cabo un análisis previo de la autocorrelación espacial (*variograma*) de la variable a interpolar (Bosque, 1992, pp. 380-383; Felicísimo, 1994, pp. 60-63). Este método realiza una estimación del valor en el punto problema mediante una media ponderada de los valores observados:

$$P_i = \sum_{j=1}^k P_j * W_{ij}$$

donde se usa un conjunto de k datos situados en el entorno del punto problema y W_{ij} representa los pesos asignados a cada uno de ellos.

La originalidad del método reside, sobre todo, en el criterio utilizado para asignar los valores de ponderación a cada dato y en que permite asignar un valor de error para cada punto problema. La interpolación espacial realizada con el Kriging es óptima en sentido estadístico (Journel y Huijbregts, 1978, pp. 32-33; Alfaro, 1975, pp. B.II.3); por lo tanto la media de las diferencias entre los valores obtenidos por Kriging (P^*i) y los reales Pi en un área es cero:

$$\sum_{i=1}^n (P^*i - Pi)/n = 0$$

y por el otro lado, su varianza es mínima:

$$\sum_{i=1}^n (P^*i - Pi)^2/n = \text{mínima}$$

Las ponderaciones Wij que cumplen estas dos propiedades se obtienen de la siguiente manera:

El *variograma* $\gamma(h)$ es una función matemática que mide la variabilidad, es decir, la desemejanza, de una variable cuando sus valores se observan en puntos que están separados una distancia concreta (h) y se expresa mediante la ecuación (Oliver y Webster, 1990, p. 335)

$$\gamma(h) = \frac{\sum_{i=1}^{N_h} (Pi - Pi + h)^2}{2 * N_h}$$

donde Pi y $Pi+h$ son los valores de una variable en dos puntos del espacio (i y j) que están separados una distancia (h).

Para calcular el *variograma* se generan todas las parejas de puntos espaciales que estén separados 1, 2, 3 ... unidades de distancia sin tener en cuenta la orientación de los pares de datos o bien a lo largo de una dirección del plano (norte-sur; este-oeste, o cualquier otra) en el caso de que se sospechen anisotropías en la correlación (Mulla, 1988, p. 391), y se calcula $\gamma(h)$ en cada uno de estos grupos de casos. Así se obtienen dos variables: (h), la distancia de separación entre puntos espaciales y $\gamma(h)$. Con estas dos variables se puede

construir un gráfico de dispersión que permite estudiar distintos aspectos de la autocorrelación espacial de P .

La nube de puntos de ese gráfico de dispersión forma el *variograma* empírico de cuyas características se deducen muchos elementos de la autocorrelación espacial de la variable. Una vez hallado el *variograma* empírico de la variable a interpolar, se calcula una función que ajusta de modo adecuado ese *variograma*: $\gamma(h)$. Normalmente se emplea una función esférica, exponencial o lineal. Se utiliza, como modelo ideal de variograma, el denominado modelo esférico, cuya ecuación es (fig. 1):

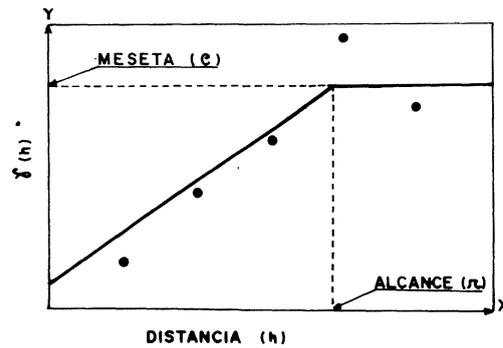


FIGURA 1.-Ejemplo de variograma esférico mostrando sus componentes.

$$\gamma(h) = c \left[\frac{3h}{2r} - \frac{h^3}{2r^3} \right] \quad , \quad \text{si } h < r$$

$$\gamma(h) = c, \quad \text{si } h > r$$

En este modelo esférico se distinguen varios parámetros esenciales para la descripción de cualquier variograma:

- El *alcance* o *range* (r) definido como la distancia (h) a partir de la cual el valor de $\gamma(h)$ se estabiliza y que indica la influencia espacial de la autocorrelación en la variable, es decir, la distancia hasta la que influye en su entorno cada punto.

- La *meseta* o *sill* (C), que es justamente el valor estable de $\gamma(h)$, y que coincide precisamente con el valor de la varianza normal de esa variable.

- La nube de puntos experimentales (y la línea matemática que se le puede ajustar) está dividida en dos partes: una ascendente desde el cero hasta la *meseta*, cuya pendiente muestra el grado de continuidad espacial de la variable estudiada. Si la pendiente es muy fuerte la variable es poco continua, es decir, cambia muy rápidamente de valor en distancias reducidas. Si la pendiente es suave, la variable cambia poco entre puntos que están poco separados, existe continuidad espacial. La otra parte es horizontal que está más allá del *alcançe* y que muestra todas las distancias entre puntos que no presentan autocorrelación espacial.

Por otra parte, la realización de variogramas en varias direcciones del espacio permite comprobar la existencia de una variable con distribución espacial isotrópica o anisotrópica.

El paso posterior consiste en el cálculo de las funciones de ponderación W_{ij} , elegidas de forma que no presenten sesgo ($\sum W_{ij} = 1$) y que minimicen la varianza esperada (representada por los valores del *variograma*).

Con este *variograma teórico* se puede proceder a calcular las ponderaciones W_{ij} , las cuales son diferentes para cada punto calculado y, por lo tanto, en cada uno de ellos es preciso resolver una ecuación matricial y calcular la matriz de ponderaciones W , que es específica para cada punto interpolado, por lo tanto, el uso de Kriging suponga una carga muy elevada de operaciones y cálculos.

Una vez calculadas las ponderaciones de cada lugar se puede obtener la interpolación en ese punto mediante la ecuación:

$$Px = \sum_j W_{xj} \cdot P_j$$

siendo W_{xj} la matriz de ponderaciones calculada para el punto de cálculo x y P_j el valor de la precipitación en el punto muestral j . Igualmente se puede determinar el error estadístico que afecta a la interpolación en ese punto.

La interpolación mediante Kriging proporciona resultados interesantes no sólo en la generación de un modelo digital de la topografía. También se ha aplicado en muchos otros temas, por ejemplo, a datos climáticos: reparto espacial de precipitaciones y temperaturas (Streit, 1981; Delfinner y Delhomme, 1975), estudio de la variación geográfica de riesgos de erosión (Van Beirden y Riezebos, 1988);

economía espacial y valoración inmobiliaria (Chica Olmo, 1994); la hidrología (Samper y Carrera, 1990); no obstante, el área temática donde más estudios y aplicaciones se pueden encontrar es, precisamente, la minería, el problema práctico y científico donde se inició el desarrollo de esta metodología (Matheron, 1962; Journel y Huijbregts, 1978).

Método Isoporcentual.—Wisler y Brater (1959) trataron el concepto de análisis isoporcentual en regiones donde la precipitación es controlada grandemente por la topografía; establecieron que por medio del análisis isoporcentual, comparativamente, un pequeño número de estaciones puede ser usado para desarrollar un mapa detallado de isoyetas. El método isoporcentual es un medio satisfactorio de cartografiar la distribución espacial de la precipitación y permite un análisis de los patrones de precipitación que minimiza los efectos orográficos. El criterio fundamental es que mientras la topografía podría alterar la cantidad de lluvia observada en cualquier lugar, el mecanismo causante de la precipitación (situación sinóptica) podría producir una distribución temporal tal, que un porcentaje uniforme podría ser observado dentro de la región que está siendo influenciada.

Para su aplicación en regiones montañosas los valores de precipitación deben expresarse como un porcentaje de la precipitación media normal (P_n) (anual, estacional, mensual, etc.) eliminando así las diferencias reales entre cantidades registradas en las diferentes estaciones reduciendo éstas a un denominador común de porcentaje, mediante la siguiente ecuación: $\% = (P_i * 100) / P_n$ donde P_i es el valor de precipitación registrado en cada estación i , P_n la precipitación media normal de cada estación i .

A partir de esto se elabora el mapa de isolíneas de igual porcentaje de precipitación y se sobrepone al mapa de isoyetas medias, y en los puntos de intercepción se multiplica el valor de porcentaje por la precipitación media considerada para obtener el valor de precipitación en ese punto (P_i), mediante la ecuación: $P_i = (\% * P_n) / 100$.

Se unen los puntos de igual valor de precipitación y se traza así el mapa de isoyetas que no alterará las características conocidas del área en referencia.

Esta técnica ha sido aplicada por Morris (1966) a estaciones co-

lombianas, por Coligado (1967) a estaciones filipinas, por Griffiths (1967) a estaciones al norte de América del Sur y por Ponte (1970, 1976 y 1993) a estaciones venezolanas.

Proponemos aplicar esta técnica a través de un SIG raster (IDRIS), aprovechando la capacidad de análisis espacial de éste, para interpolar especialmente los valores de porcentaje de precipitación de los puntos muestrales conociendo sólo su distancia o posición, utilizar el método de interpolación de Medias Móviles o Kriging y generar un modelo digital porcentual (de precipitaciones) para un área considerada y de este derivar el modelo digital de precipitación para toda la región. Para ello *se sugiere* el siguiente procedimiento:

- Calcular la precipitación media normal areal (*PMA*) (anual, estacional, mensual, etc.) con los valores de precipitación de las estaciones consideradas por el método de los polígonos de Thiessen. Para construir estos polígonos se unen entre sí las estaciones formando triángulos, luego se trazan las mediatrices correspondientes para constituir una red de polígonos, cada uno de los cuales será el área de influencia de cada pluviómetro. El promedio ponderado de lluvias para el área total se calcula como la sumatoria de la precipitación en cada estación por su área de influencia dividida por el área total: $PMA = (\sum Pi \cdot ai) / A$.

- Los valores de precipitación de cada estación se transforman a porcentaje (%) con respecto a la *PMA* mediante la ecuación: $\% = (Pi \cdot 100) / PMA$

- Con los porcentajes calculados se genera un modelo digital porcentual utilizando Medias Móviles.

- Para estimar el valor de precipitación de un punto cualquiera (*Pi*) se multiplica el valor de (%) correspondiente a ese punto por la *PMA* y se divide por 100: $Pi = (\% \cdot PMA) / 100$

- Para obtener el modelo digital de precipitación para toda la región se aplica la ecuación anterior al modelo digital porcentual.

ÁREA DE ESTUDIO: SECTOR LA JACETANIA

La zona de estudio esta situada en el sector occidental, vertiente sur del Pirineo aragonés de la provincia de Huesca, queda enmarcada por las coordenadas UTM 647.000-733.000 en longitud y 4.671.000-

4.763.900 en latitud y abarca un superficie de unos 3.040 Km² (fig. 2). Se trata de una zona eminentemente montañosa; el fuerte contraste altitudinal de 550 a 3.150 m se complica con la peculiar configuración de valles paralelos de disposición meridiana –Altos Valles– al norte de una amplia Depresión Media longitudinal, al sur de la cual el territorio se complica en una sucesión de sierras y depresiones (De La Riva, 1994). La zona queda englobada en la franja norte peninsular, de clima húmedo de influencia atlántica, inmediatamente al norte de la zona con clima mediterráneo de continentalidad atenuada. El clima de la zona es, por tanto, intermedio entre el mediterráneo templado y oceánico. El área al sur de la Depresión Media constituye un espacio puente entre el altopirenaico de precipitaciones más elevadas



FIGURA 2.-Localización del área de estudio, provincia de Huesca, Aragón.

y bajas temperaturas con innovaciones, y el somontano de la cordillera, con menores precipitaciones, oscilación térmica fuerte y aridez estival; es una transición en sentido N- S que se complica con aquella otra más general que, en función de la cantidad y la regularidad de las precipitaciones, se establece entre lo atlántico y lo mediterráneo (De La Riva, 1994).

El conjunto del área de estudio presenta unas temperaturas medias mayores de 12,5 °C en sus extremos más bajos y en las zonas altas, mayores a 2.924 m. temperaturas inferiores a 0 °C. La amplitud térmica en la zona varía entre 14,7 °C (Arañones) y 18,9 °C (Hostal de Ipies).

En cuanto al régimen pluviométrico, la influencia atlántica en la zona se manifiesta en un máximo de precipitaciones en la estación de invierno, un mínimo en el verano y un máximo secundario en otoño. La transición hacia lo mediterráneo se pone de manifiesto según la relevancia que van adquiriendo las estaciones equinocciales, sobre todo el otoño. Se distinguen tres zonas de precipitaciones en el área, por su volumen, forma y régimen estacional. La primera abarcaría el sector al norte de las Sierras Interiores y las más altas divisorias del flysch, con volúmenes de precipitación superiores a los 1.500 mm. anuales e incluye los lugares de Balneario de Panticosa, Río Seta y Arañones. La segunda zona se sitúa entre la primera y los relieves que limitan por el sur la Depresión Media, con volúmenes de precipitación entre 1.500 mm. y 950 mm. e incluye Sallent, Escarrilla, Pueyo de Jaca, Anso, Echo, Aragués, Aisa, Aratores, Villanua, Castiello, Bescos Garcipollera, Escuer, Biescas, Aso de Sobremonte y Yesero. La tercera zona abarca el sector solano de las sierras de San Juan de la Peña y Oroel. Los volúmenes de precipitación son menores entre 950 mm. y 500 mm. Un ancho rango de precipitación anual es observado. Varía de 1871 mm. (Arañones) en la parte más húmeda a 596 mm. (Sta. Cruz de la Sierra). Es decir, la amplitud de la variación espacial de la precipitación es de 1.275 mm. (De La Riva, 1994).

Red de estaciones meteorológicas

Para este estudio, los datos de precipitación de 35 estaciones meteorológicas para el período 1973-1987, ya procesados se obtuvieron de De la Riva (1994). El cuadro I incluye la totalidad de las estaciones utilizadas y sus características y en la figura 3, la localización geográfica de las mismas y los polígonos de Thiessen calculados para las estaciones base. Las 35 estaciones consideradas presentan una distribución adecuada, salvo en los sectores NO y O-SO, siendo mayor la densidad de estaciones en los valles más antropizados, los de los ríos Aragón y Gallego.

Si tomamos en cuenta solamente las 32 estaciones ubicadas dentro del área de estudio y su relación con la superficie de la misma (3.040 Km²), obtenemos una *densidad de red de una (1) estación plu-*

CUADRO I
 CARACTERÍSTICAS DE LAS ESTACIONES METEOROLÓGICAS
 DEL SECTOR DE LA JACETANIA,
 PROVINCIA DE HUESCA (ARAGON)

ID	Nombre	Tipo	Inicio serie	Altitud (m)	Precipitación Anual (MM)	Coordenadas UTM
Estaciones Base						
4	Aragüés del P.	P-T	1972	980	1.207	690700-4731050
5	Arañones Canf.	P-T	1961	1.260	1.871	703250-4736150
7	Artieda	P-T	1961	510	743	664900-4718600
8	Aso Sbte.	P-T	1970	1.240	1.274	716240-4723400
9	Bailo, Pte. La R.	P-T	1967	595	714	690700-4714100
15	Botaya	P-T	1969	940	801	693240-4707200
18	Echo	P-T	1971	860	1.227	684210-4734680
19	Embún	P-T	1970	780	803	686500-4722150
20	Escarilla	P-T	1970	1.170	1.286	719860-4735390
23	Jaca	P-T	1967	800	870	700840-4715850
25	Javierrelatre	P-T	1974	709	712	702850-4698400
26	Nocito	P-T	1973	931	928	726250-4689600
29	Sabiñánigo	P-T	1961	790	787	716870-4711000
30	Sallent de Gáll.	P-T	1961	1.285	1.318	718600-4739400
31	Salvatierra de E.	P-T	1972	580	865	663580-4726340
33	Villanúa	P	1961	1.000	1.109	702560-4728370
33	Yesero	P-T	1972	1.132	1.287	725600-4722380
Estaciones Testigo						
1	Aineto	P	1955	960	772	730870-4697060
2	Aisa	P-T	1961	1.040	1.121	695500-4728340
3	Ansó	P-T	1972	820	1.217	677850-4735800
6	Aratores Molino	P-T	1973	920	1.171	700600-4725600
10	Balneario Pantic.	P-T	1961	1.660	1.668	726550-4738340
11	Bernués	P-T	1972	920	727	698700-4706210
12	Bescós Garc.	P-T	1961	920	1.056	704740-4722740
13	Biescas Ctal. II	P-T	1971	855	1.185	719260-4723110
14	Binacua	P-T	1969	762	716	689060-4713160
16	Caniás	P-T	1970	855	852	696154-4719238
17	Castiello de Jaca	P-T	1970	885	1.079	700920-4722680
21	Escuer	P-T	1970	800	950	719350-4719300
22	Hostal de Ipiés	P-T	1961	780	673	715800-4702310
24	Javiergay	P-T	1973	690	809	686010-4717890
27	Pueyo de Jaca	P	1961	1.091	1.367	720700-4734470
28	Río Seta-Aisa	P-T	1975	1.460	1.510	703210-4738600
32	Sta. Cruz de la S.	P-T	1972	820	596	691250-4710440
34	Yebra de Basa	P-T	1972	910	879	723600-4707680

FUENTE: De la Riva, 1994.

viométrica por cada 95 Km², valor que esta dentro de los límites establecidos por la Organización Mundial de Meteorología OMM (1970) para densidades mínimas de redes de precipitación (100 a 250 Km² por estación) para regiones montañosas mediterráneas o templadas.

CUADRO II

CÁLCULO DE LA PRECIPITACIÓN MEDIA ANUAL AREA (PMA),
SOBRE EL SECTOR DE LA JACETANIA, POR EL MÉTODO
DE THIESSEN UTILIZANDO LAS ESTACIONES BASE

ID	Estación base	Precipitación anual (mm)	Área parcial (km ²)	Volumen prec. (mm*km ²)
4	Aragüés	1.207	160	193.104,0
5	Arañones Canfrán	1.871	176	329.278,0
7	Artieda	743	32	23.773,0
8	Aso Sobremonste	1.274	160	203.904,0
9	Bailo, Pte. la Reina	714	256	182.810,0
15	Botaya	801	160	128.160,0
18	Echo	1.227	352	431.763,0
19	Embún	803	160	128.448,0
20	Escarrilla	1.286	144	185.213,0
23	Jaca	870	208	180.856,0
25	Javierrelatre	712	224	159.555,0
26	Nocito	928	272	252.525,0
29	Sabiñánigo	787	320	251.968,0
30	Sallent	1.318	144	189.734,0
31	Salvatierra	865	32	27.664,0
33	Villanúa	1.109	112	124.230,0
35	Yésero	1.287	128	164.723,0
		Total	3.040,0	3.461.312

$$PMA = \frac{\sum_{i=1}^n P_i a_i}{\text{Área}} = \frac{3.461.312}{3.040} = 1.139 \text{ mm}$$

Del total de 35 estaciones, 17 fueron seleccionadas como *estaciones base*, a las cuales se les calculó el área de influencia utilizando el método de los polígonos de Thiessen y se determinó la precipitación media normal areal $PMA = 1.139 \text{ mm}$. para el sector de La Jacetania (cuadro II y Fig. 3), y las 18 restantes se les consideró como *estaciones testigo* con el fin de calibrar la exactitud de los resultados obtenidos por los diferentes métodos de interpolación y extrapolación aplicados a las estaciones base para generar los modelos digitales de precipitación para la región.



FIGURA 3.—Localización de las estaciones meteorológicas y polígonos de Thiessen para las estaciones base, sector la Jacetania (Aragón).

Por tratarse de una región montañosa debemos considerar la relación entre el número de estaciones pluviométricas y la altura sobre el nivel del mar. En este sentido el cuadro III muestra que la mayoría de las estaciones se concentran en el intervalo de 600 a 1.000 m. que traduce la altura estándar de los núcleos del fondo de los altos valles, destacándose una cierta carencia de estaciones para los niveles superiores a los 1.300 m., por cuanto la mayor parte de las masas forestales más densas se sitúan en torno a esta cota y posiblemente a problemas de accesibilidad.

CUADRO III
RELACIÓN ENTRE EL NÚMERO DE ESTACIONES
METEORÓLOGICAS Y LA ALTITUD SOBRE EL NIVEL DEL MAR

Altitud msnm.	Núm. de estaciones
400 a 600	3
601 a 800	8
801 a 1.000	15
1.001 a 1.200	4
1.201 a 1.400	3
1.401 a 1.600	1
1.601 a 1.800	1
Total	35

Base de Datos

La base de datos creada para este ensayo se obtiene a partir del cuadro I de considerar un tamaño de pixel de 200 × 200 m, una malla regular de 380 columnas × 330 filas enmarcada por las coordenadas UTM 663.500-739.500 en longitud y 4.689.000-4.755.000 en latitud.

Los archivos de datos creados son:

- Archivos .VEC Y .DVC de IDRISI
ESTBASE - Ubicación de las estaciones bases.
TESTIGOS - Ubicación de las estaciones testigos.
PABASE - Precipitación anual observada en estaciones bases.

- Archivos *.IMG* Y *.DOC* de IDRISI
ESTBASE - ID de las estaciones bases.
TESTIGOS - ID de las estaciones testigos.
PABASE - Precipitación anual estaciones bases.
MDTORIG - Modelo digital de terreno sector La Jacetania.
- Archivos *.VAL* *.DVL* de IDRISI
PATESTIG - Precipitación anual observada en estaciones testigos.

RESULTADOS DE LOS CÁLCULOS

De acuerdo a la revisión bibliográfica y a lo indicado en el apartado segundo este trabajo, los métodos de interpolación a utilizar se pueden dividir en dos categorías:

i) *espacial* (Medias Móviles, Kriging y Superficies de Tendencia) que comprende los métodos que estiman el valor de la variable de cada punto sin observación a partir de la distancia o posición respecto a los puntos que cuentan con observaciones y ii) por *funciones de regresión* (lineal simple, múltiple, polinomios de segundo y tercer grado) fundamentadas en el cálculo de una función entre la variable climática (precipitación, temperatura, etc.) y una o varias variables ligadas a la región.

Estos métodos aprovechan las posibilidades de análisis espacial que ofrece el SIG raster IDRISI.

Interpolación por Correlación Lineal

La zona de estudio cuenta con 35 estaciones meteorológicas (De La Riva, 1994) que representan las posibles diferencias topográficas, principalmente, altitud y orientación. Decidimos utilizar 17 de las 35 estaciones como *base* para aplicar una función de regresión simple, ya que únicamente la variable altitud aportaba información relevante a la variación de la precipitación; las 18 estaciones restantes se seleccionaron como *testigo* o *puntos de control* para validar la bondad de

ajuste del modelo de regresión lineal. Se estableció la función de regresión lineal entre altitud y precipitación media anual normal como: $P_i = 76.925 + 1.060 H$ con un coeficiente de correlación $r = 0,83$, un coeficiente de determinación $r^2 = 69\%$ que explica, en importante proporción, la variación espacial de la precipitación por la variabilidad de las altitudes del terreno. Usando el *MTD* de La Jacetania (generado igualmente con el programa IDRISI) y el módulo *SCALAR* de IDRISI aplicamos el modelo de regresión para generar el modelo digital de precipitación. Con la orden *EXTRACT* obtuvimos los valores calculados para las estaciones testigo. Al contrastar los valores reales y los calculados para las estaciones testigo (Fig. 4) obtuvimos un coeficiente de correlación lineal $r = 0,829$, un coeficiente de determinación $r^2 = 0,687$, un error medio de 152 mm, una desviación típica de 115 mm., un error máximo de 377 mm. y un error medio cuadrático RMS = 187 mm.

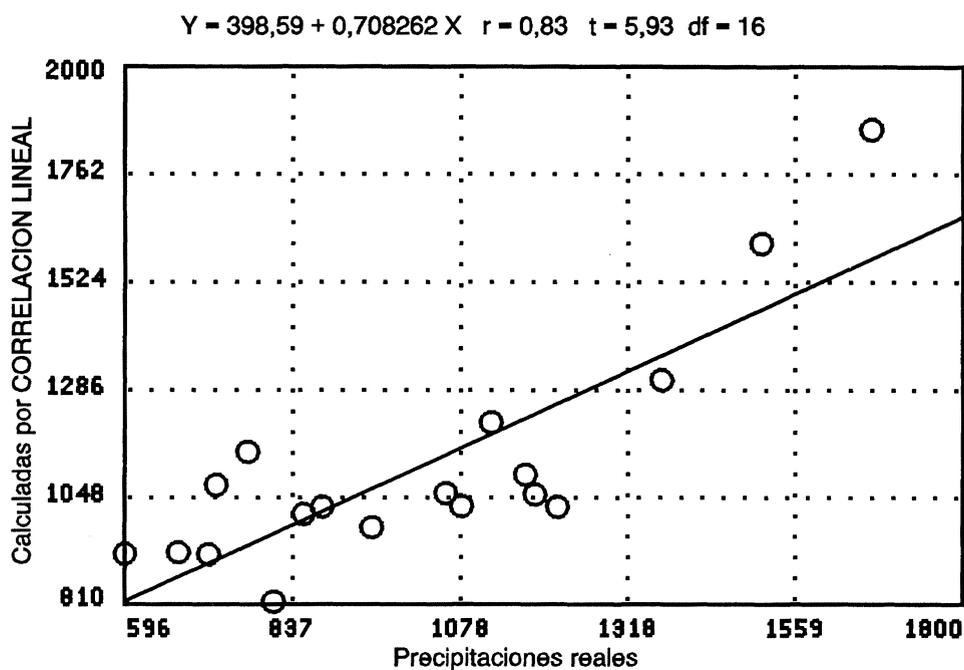


FIGURA 4.-Curva de contraste entre los valores de precipitaciones reales y calculados para las estaciones testigo por «correlación lineal».

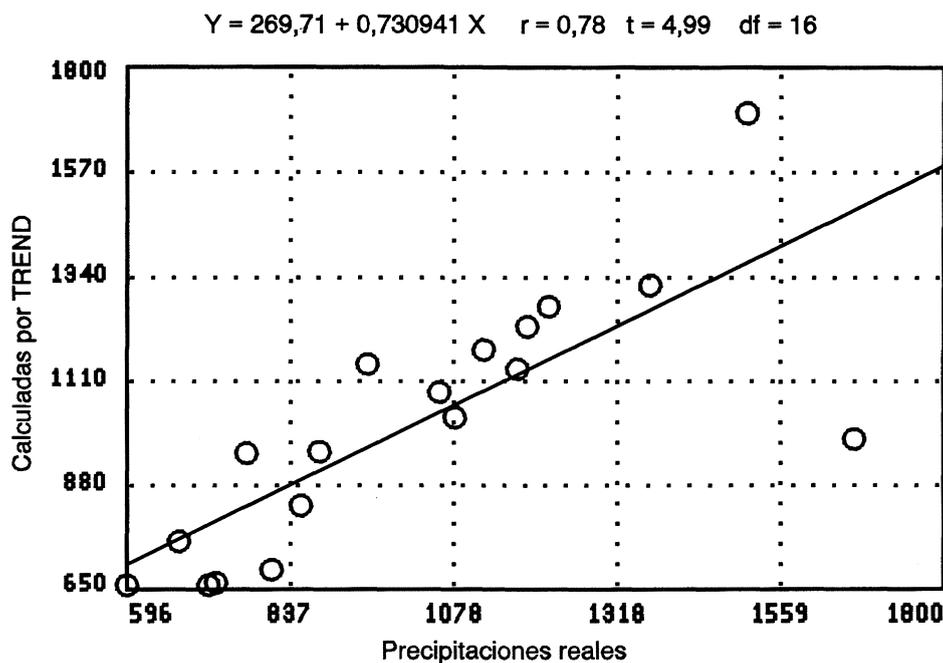


FIGURA 5.-Curva de contraste entre los valores de precipitaciones reales y calculados para las estaciones testigo por «Trend (Análisis de Superficie de Tendencia)».

Interpolación por Análisis de Superficie de Tendencia

Utilizamos el mapa *PMABASE.IMG*, que contiene los valores de precipitación media anual normal de las estaciones base para generar el modelo digital de precipitación mediante la operación *TREND* de IDRISI. Probamos con los tres tipos de ecuaciones de regresión posibles: lineal, cuadrática y cúbica. Cada una de ellas proporcionó un diferente grado de ajuste a los puntos muestrales, medido con el coeficiente de correlación múltiple (R^2). Lineal, $R^2 = 68\%$ (más de la mitad de la variabilidad de las precipitaciones en estos puntos se explica por la acción de las variables explicativas: X y Y). Cuadrática, $R^2 = 75\%$ y Cúbica, $R^2 = 88\%$. Se evidencia que, cuanto más alto sea el nivel de ajuste, más adecuado será el modelo digital obtenido, por ello nos pareció adecuado utilizar el ajuste cúbico. Con la orden *EXTRACT* obtuvimos los valores calculados para las estaciones testigo y al contrastar los valores reales con los calculados (Fig. 5) se deter-

minó un coeficiente de correlación lineal $r = 0,781$, un coeficiente de determinación $r^2 = 0,610$, un error medio de 114 mm., una desviación típica de 153 mm., un error máximo de 686 mm. y un error medio cuadrático RMS = 187 mm.

Interpolación por Medias Móviles por el Inverso de la Distancia

Usando el módulo *INTERPOL* de *IDRISI*, opción medias móviles, se generó el modelo digital de precipitación cuyos valores han sido interpolados de los valores de precipitación media anual normal de las estaciones bases. Con la orden *EXTRACT* obtuvimos los valores de precipitación calculados para las estaciones testigos. Al contrastar los valores reales y los calculados para las estaciones testigos (Fig. 6) se determinó un coeficiente de correlación $r = 0,893$, un coeficiente de

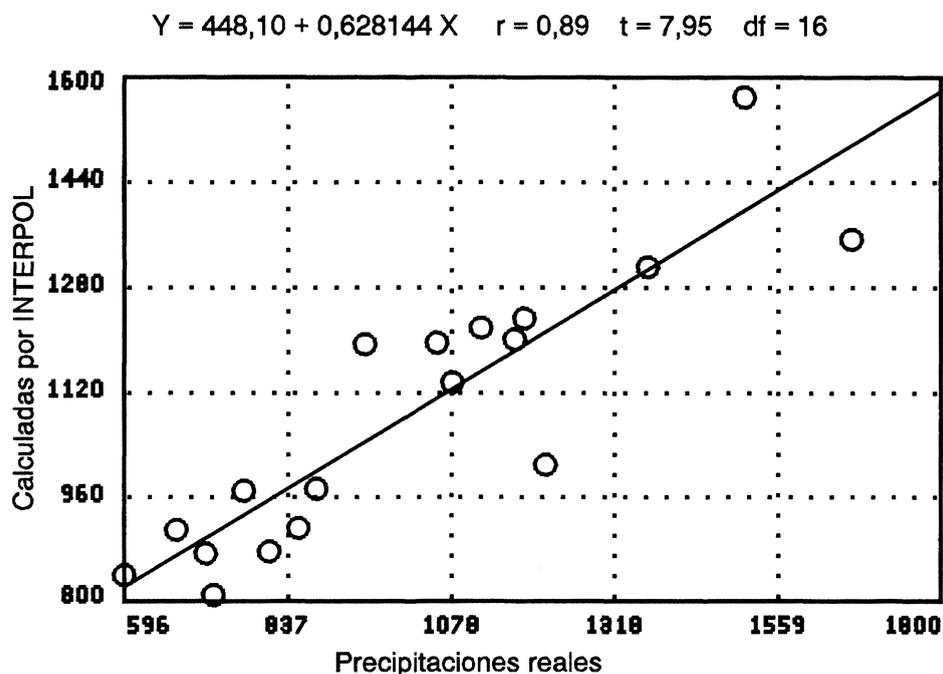


FIGURA 6.-Curva de contraste entre los valores de precipitaciones reales y calculados para las estaciones testigo por «Interpol (medias móviles por el inverso de la distancia, $b = 1$)».

determinación $r^2 = 0,797$, un error medio de 129 mm., una desviación típica de 86 mm., un error máximo de 317 mm. y un error medio cuadrático RMS = 154 mm.

Interpolación por el Método de Kriging

A pesar de que este método de interpolación no se encuentra disponible en IDRISI, no quisimos dejar pasar la ocasión de utilizarlo en este ensayo. Para ello, utilizamos el programa SURFER PARA WINDOWS (Golden Software, 1994) donde esta disponible.

La primera tarea para ello fue determinar el grado de autocorrelación espacial de la precipitación media anual normal de los puntos muestrales (las estaciones base); para ello, aplicamos el programa GEOEAS elaborado por la Agencia del Medio Ambiente norteamericana (EPA), que nos permitió obtener el variograma empírico. Del gráfico de dispersión obtuvimos los valores característicos del *variograma* teórico, *alcance* (r) = 40.000 m y *meseta* (C) = 91.000 m. Estos valores fueron introducidos en el módulo de interpolación de SURFER, opción Kriging, para generar el modelo digital de precipitación. Con la orden OVERLAY de SURFER superpusimos el mapa de estaciones testigos y obtuvimos los valores de precipitación calculados en ellas. Al contrastar los valores reales con los calculados para las estaciones testigos (Fig. 7) se determinó un coeficiente de correlación lineal $r = 0,82$, un coeficiente de determinación $r^2 = 0,67$, un error medio de 129 mm., una desviación típica de 111 mm., un error máximo de 446 mm. y un error medio cuadrático RMS = 168 mm.

El Método Isoporcentual

De acuerdo a la propuesta hecha, los valores de precipitación media anual normal de las estaciones base fueron convertidos a porcentaje con respecto a la precipitación media anual areal calculada por el método de Thiessen (PMA). Los porcentajes de precipitación de los puntos muestrales, conociendo solo su distancia o posición, fueron interpolados usando el módulo INTERPOL, opción medias móviles, para generar el modelo digital porcentual para el área. Para calcular el valor de precipitación de un punto cualquiera se multiplica el

$$Y = 309,87 + 0,719609 X \quad r = 0,82 \quad t = 5,79 \quad df = 16$$

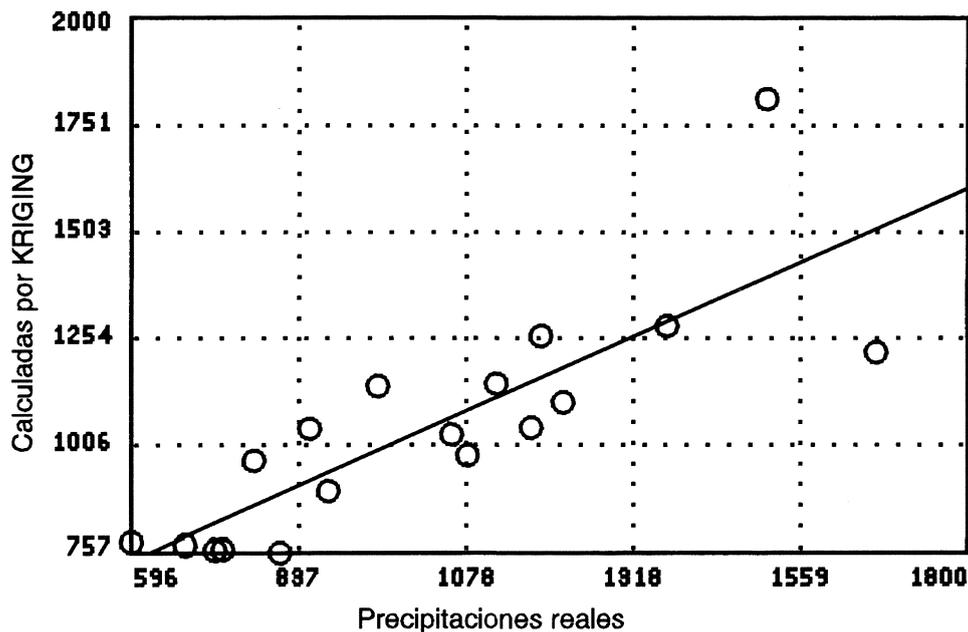


FIGURA 7.-Curva de contraste entre los valores de precipitaciones reales y calculados para las estaciones testigo por «Kriging».

valor del porcentaje (%) correspondiente a ese punto por la PMA. Con la orden SCALAR de IDRISI realizamos esta operación y obtuvimos el modelo digital de precipitación. Con la orden EXTRACT obtuvimos los valores de precipitación calculados para las estaciones testigo. Al contrastar los valores reales y los calculados (Fig. 8) se determinó un coeficiente de correlación lineal $r = 0,90$, un coeficiente de determinación $r^2 = 0,81$, un error medio de 129 mm., una desviación típica de 86 mm., un error máximo de 317 mm. y un error medio cuadrático RMS = 153 mm.

EVALUACIÓN DE LOS RESULTADOS

El cuadro IV muestra los valores reales y los calculados de precipitación media anual obtenidos de cada modelo digital de precipitación para las estaciones testigo.

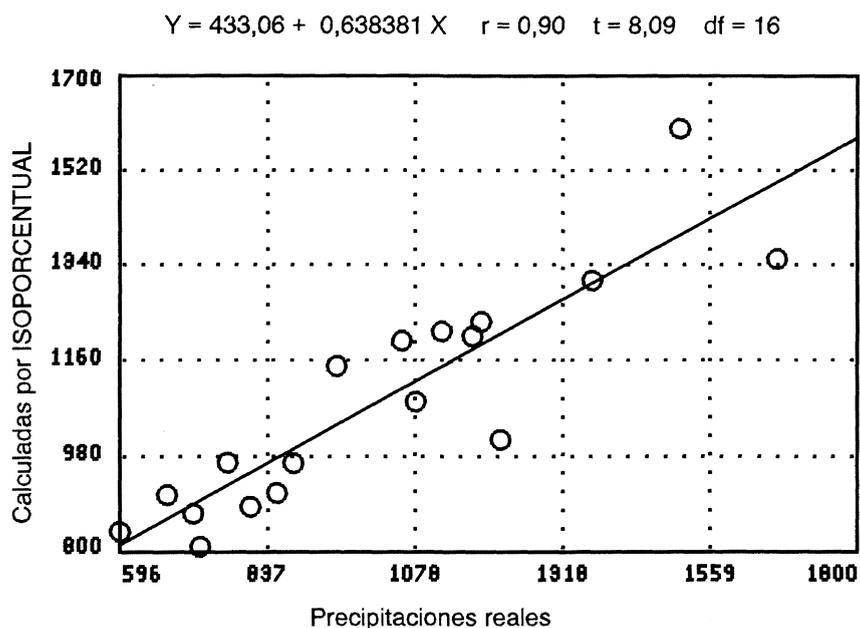


FIGURA 8.-Curva de contraste entre los valores de precipitaciones reales y calculados para las estaciones testigo por «Isoporcentual con medias móviles, $b = 1$ ».

Una manera sencilla de realizar una comparación entre los distintos procedimientos de generación de un modelo digital de precipitación (MDP) es mediante el coeficiente de correlación de Pearson y el error medio y máximo de cada procedimiento (Bosque y otros, 1990; Chuvieco y otros, 1981). También (Cebrián y Mark, 1986) recomiendan calcular el error medio cuadrático RMS como una medida de la precisión global del modelo digital.

El cuadro V muestra la matriz de correlaciones entre los valores reales y los obtenidos por los diferentes procedimientos de interpolación.

Se puede comprobar como la correlación más elevada se alcanza entre los datos reales y los obtenidos con el método isoporcentual: cerca de un 81 % de la variación de las precipitaciones en las estaciones testigos es explicada por las calculadas con el modelo digital isoporcentual.

CUADRO IV
VALORES REALES Y CALCULADOS DE PRECIPITACIÓN MEDIA ANUAL PARA LAS ESTACIONES TESTIGO

Est. testigo	Real	Correlación	Trend	Interpol	Kriging	Isoporcentual
1	772	1.149	951	970	969	968
2	1.121	1.214	1.180	1.219	1.148	1.214
3	1.217	1.027	1.276	1.010	1.105	1.011
6	1.171	1.098	1.138	1.201	1.046	1.205
10	1.668	1.861	982	1.353	1.222	1.351
11	727	1.075	664	810	764	810
12	1.056	1.057	1.086	1.196	1.030	1.196
13	1.185	1.054	1.232	1.233	1.260	1.232
14	716	921	659	874	763	872
16	852	1.011	835	913	1.043	911
17	1.079	1.028	1.030	1.136	982	1.083
21	950	981	1.148	1.194	1.143	1.149
22	673	925	756	910	774	907
24	809	815	693	877	757	885
27	1.367	1.308	1.323	1.311	1.283	1.310
28	1.510	1.609	1.700	1.570	1.813	1.599
32	596	922	659	841	781	838
34	879	1.027	954	973	898	967

El análisis del error (las diferencias absolutas entre la precipitación real y la precipitación calculada en cada estación testigo) se indica en el cuadro VI.

CUADRO V
MATRIZ DE CORRELACIONES ENTRE LOS VALORES REALES Y LOS CALCULADOS PARA LAS ESTACIONES TESTIGO POR LOS DIFERENTES PROCEDIMIENTOS

	Correlación	Trend	Interpol	Kriging	Isoporcentual
Real	0,8291	0,7809	0,8932	0,8228	0,8965

Se confirma nuevamente la mayor validez de los resultados obtenidos con el método isoporcentual: su error medio cuadrático es el menor de los cinco. Al mismo tiempo, el error medio es de los más bajos y la variabilidad de los errores es, igualmente, de las más reducida. Algo similar ocurre al error máximo.

CUADRO VI
 DIFERENCIAS ABSOLUTAS ENTRE LA PRECIPITACIÓN REAL
 Y LA CALCULADA EN CADA ESTACIÓN TESTIGO

Procedimiento	Error medio	Error máximo	Desviación típica	RMS
Correlación	152	377	115	189
Trend	114	686	153	187
Interpol	129	317	86	154
Kriging	129	446	111	168
Isoporcentual	129	317	86	153

CONCLUSIONES

Las principales conclusiones de nuestro ensayo son:

1.º De los Cuatro algoritmos de cálculo (Correlación lineal, Superficie de Tendencia, Medias Móviles, Kriging) y el Método Isoporcentual que han sido utilizados para el cálculo de la variable precipitación media anual, hemos podido comprobar como el coeficiente de correlación (entre valores calculados y reales de precipitaciones) más elevado se alcanza con el método isoporcentual; cerca de un 81 % de la variación de las precipitaciones en las estaciones testigo es explicada por las calculadas con el modelo digital isoporcentual. Igualmente, el error medio cuadrático (RMS) mínimo, de la estimación de la precipitación, fue el obtenido por el método Isoporcentual (con interpolación por medias móviles usando los valores porcentuales de precipitación con respecto a la PMA de las estaciones base). Lo mismo ocurre con el error máximo y la desviación típica de los errores son los menores de los cinco procedimientos considerados.

Todo ello nos conduce a considerar que la propuesta y el procedimiento sugerido para aplicar el método isoporcentual en regiones montañosas es adecuado para elaborar la cartografía de la precipitación por medio del modelo digital de precipitación generado por un SIG (en nuestro caso IDRISI).

2.º Dado que el análisis de los modelos se ha realizado usando un área piloto de 3.040 Km² (Sector de La Jacetania, provincia de Huesca), con una densidad de red de estaciones meteorológicas de 1 estación por cada 95 Km², valor que está dentro de los límites establecidos por la Organización Mundial de Meteorología (OMM, 1970) para densidades mínimas de redes de precipitación (100 a 250 Km² por estación) para regiones montañosas mediterráneas o templadas, se puede otorgar validez y confiabilidad a los resultados obtenidos.

3.º El SIG-IDRISI (como todos aquellos que cuentan con capacidades semejantes) permite, con cierta facilidad y rapidez, realizar los relativamente sencillos análisis espaciales que se necesitan, partiendo de una base de datos muy elemental y constituye, por lo tanto, una herramienta de trabajo muy útil, que nos permite conocer la distribución espacial de la variable considerada.

BIBLIOGRAFÍA

- ALFARO, M. A. (1975): *Curso práctico de geoestadística*, Madrid, Centro de Cálculo E.T.S.I. de Minas.
- ATKINSON, B. W. (1971): «The effect of an urban area on the precipitation from a moving thunderstorm», *J. Appl. Meteorol.*, vol. 10, pp. 47-55, february.
- BASIST, A. N. (1989): «The relationship between orography and precipitation variability: a global view», Proc. Sixth Conference on Applied Climatology, Charleston, pp. 168-173.
- BOSQUE SENDRA, J. (1992): *Sistemas de Información Geográfica*, Madrid, RIALP, 451 pp.
- , y otros (1990): «Generación de un Modelo Topográfico Digital para la ciudad de Granada: Problemas y soluciones con el programa IDRISI», en *Actas del IV Coloquio de Geografía Cuantitativa*, Palma de Mallorca, A.G.E., pp. 97-110.
- ; ESCOBAR, F. J.; GARCÍA, E. y SALADO, M. J. (1994): *Sistemas de Información Geográfica: Prácticas con PC ARC/INFO e IDRISI*, Ra-Ma Ed., Madrid, 478 pp.
- CAMPBELL, R. (1972): «Prediction of Air Temperature at remote site from Official Weather Station Records», Research note RM-223, USA, Forest Service.
- CEBRIÁN DE MIGUEL, J. A. y MARK, D. (1986): «Modelos Topográficos Digitales», en *Métodos Cuantitativos en Geografía: enseñanza, investigación y planeamiento*, Madrid, A.G.E., pp. 292-334.
- CHICA OLMO, J. (1994): *Teoría de las variables regionalizadas. Aplicación en economía espacial y valoración inmobiliaria*, Granada, Servicio de Publicaciones, 148 pp.

- CHUVIECO SALINERO, E.; BOSQUE SENDRA, J., y SALAS REY, F. J. (1991): «An evaluation of interpolation methods to generate elevation data», en EGIS'91, Proceedings, Utrecht, EGIS Foundation, p. 1309.
- COLIGADO, M. C. (1967): «An Investigation of Rainfall Variability and Distribution in Luzon and a Mesoscale Study of Rainfall of the Province of Laguna and Adjacent Areas, Philippines», M. S. Thesis, Texas A & M University, College Station, 77 pp.
- CREUS, J. y PUIGDEFABREGAS, J. (1978): «Influencia del relieve en la distribución de las precipitaciones máximas: un ejemplo pirenaico», *Cuadernos de Investigación (Geografía e Historia)*, tomo IV (1): 11-23.
- DAWDY, D. R. y LANGBEIN, W. B. (1960): «Mapping Mean Areal Precipitation», *Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol.*, vol. 5, pp. 16-23, september.
- DE LA PUENTE GAVILÁN, M.; GÓMEZ RAMOS, J.; MORO DEORDAL, I.; PENAS SÁNCHEZ, V. (1993): «La integración de una base de datos climática en un sistema de información territorial. Posibilidades de aplicación en el País Vasco», *2.º Congreso AESIG. Los sistemas de información geográfica en el umbral del S. XXI, Madrid, AESIG*, pp. 483-490.
- DE LA RIVA, F. J. (1994): *Los montes de la Jacetania: Caracterización física y explotación*, Tesis doctoral, inédita, Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio, Universidad de Zaragoza, 970 pp.
- DELFINNER, P. y DELHOMME, J. P. (1975): «Optimum interpolation by Kriging», en *Display and analysis of spatial data*, J. C. Davis y M. J. McCullagh Eds. Londres, J. Wiley and Sons.
- EASTMAN, J. R. (1992): *IDRISI. Versión 4.0. User's Guide*, Clark University, Graduate School of Geography, Worcester, Massachusetts, USA, 176 pp.
- FEDOROV, S. F. y BUROV, A. S. (1967): «Influence of the forest on precipitation», *Sov. Hydrol.*, Sel. Pap., n.º 3, pp. 217-227.
- FELICÍSIMO, A. M. (1994): *Modelos Digitales del Terreno: introducción y aplicaciones en las ciencias ambientales*, Pentalfa Ed., 220 pp.
- FERNÁNDEZ, F. y MORENO, A. (1981): «Elaboración automática del mapa de isoyetas en un área montañosa del centro peninsular», *Proc. VII Coloquio de Geografía*, Pamplona, tomo I: 23-29.
- GANDULLO, J. M.; SÁNCHEZ PALOMARES, O., y GONZÁLEZ ALONSO, S. (1976): «Contribución al estudio ecológico de la Sierra de Guadarrama II Clima», *Anales del I.N.I.A., Series Recursos Naturales*, 2: 25-36.
- GOLDEN SOFTWARE Inc. (1994): *Surfer for Windows: User's Guide*, Colorado, USA.
- GRIFFITHS, J. F. (1959): «Rainfall Variation in East Africa», *Bul. of Ame. Met. Soc.*, vol. 40, p. 361.
- (1963): «Rainfall Patterns Within the Tropics», *Biometeorology II, Proceedings of the Third International Biometeorological Congress held at Pan, S. France*, pp. 939-943.
- HOVIND, E. L. (1965): «Precipitation Distribution around a Windy Mountain Peak», *J. Geophys. Res.*, vol. 70, pp. 3271-3278, July 15.
- HUFF, F. A. (1970): «Spatial distribution of rainfall rates», *Water Resour. Res.*, vol. 6, pp. 254-260, february.
- , (1970b): «Time distribution characteristics of rainfall rates», *Water Resour. Res.*, vol. 6, pp. 447-454, april.
- y CHANGNON, S. A. (1973): «Precipitation modification by Major Urban Areas», *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, vol. 54, pp. 1220-1233, december.
- JOURNEL, A. G. y HUIJBREGTS, Ch. J. (1978): *Mining Geostatistics*, Londres, Academic Press, 660 pp.
- KINDSCHY, R. R. (1984): «A method for estimating precipitation amounts at remote field sites», *Northwest Science*, 58(4): 256-261.
- LINSLEY, R. K.; KOHLER, M. A.; PAULHUS, J. L. H. (1988): *Hidrología para ingenieros*, 2.ª Ed., McGraw-Hill, USA.

- LÓPEZ, F.; ARDAMY, R.; NAVARRO, F.; ROMERO, M. A., y SOLDEVILLA, M. M. (1981): «Las montañas del Segura: un ejemplo de la influencia del relieve en la cuantía y distribución de las precipitaciones (aplicación del método, análisis de varianza)», *Proc. VII Coloquio de Geografía*, Pamplona, tomo I: 31-35.
- MATHERON, G. (1962): *Traité de Géostatistique appliquée*, París, Editions Technip, 333 pp.
- MORRIS, D. G. (1966): *Analysis of the Distribution of Rainfall and Some Rainfall Associations for the Select Stations in Western Colombia*, M. S. Thesis, Texas A & M University, College Station, 75 pp.
- MULLA, D. J. (1988): «Using geostatistics and spectral analysis to study patterns in the topography of southeastern Washington State, USA», *Earth Surface Process and Landforms*, 13: 389-405.
- OGDEN, T. L. (1969): «The effect on rainfall of a large steelworks», *J. Appl. Meteorol.*, vol. 8, pp. 585-591, august.
- OLIVER, M. A. y WEBSTER, R. (1990): «Kriging: a methods of interpolation for geographical information systems», *International Journal of Geographic Information System*, 4(3): 313-332.
- ORGANIZACIÓN METEOROLÓGICA MUNDIAL (1972): *Prácticas sobre Diseño de Redes Hidrológicas*, OMM Publ. 324, Genova.
- PECK, E. L. y BROWN, M. J. (1962): «An approach to the development of isohyetal maps for mountainous areas», *J. Geophys. Res.*, vol. 67, pp. 681-694, february.
- PONTE RAMÍREZ, R. R. (1970): *An Investigation of the Variability and Distribution of Rainfall and Some Rainfall association for Selected Stations in Caracas Valley. Venezuela*, M. S. Thesis, Texas A & M University, College Station, 94 pp.
- (1976): *Investigación de la Variabilidad y Distribución de la Precipitación en la Cuenca de los Ríos Chama y Mocoties, Estado Mérida, Venezuela*, Trabajo de Ascenso, Universidad de Los Andes, Instituto de Geografía y Conservación de Recursos Naturales, Mérida, 59 pp.
- (1983): «Determinación de la Precipitación Media sobre un Area por Superficies Multicuadráticas», en *I Conferencia Latinoamericana sobre Informática en Geografía*, San José de Costa Rica, EUED.
- (1993): *Variabilidad y distribución de las precipitaciones en Venezuela*, Universidad de los Andes, IGCRN, Proyecto CDCHT, Mérida, Venezuela (en prensa).
- POTTER, J. G. (1961): «Changes in seasonal snowfall in cities», *Can. Geogr.*, vol. 5, n.º 1, pp. 37-42.
- SALAS REY, F. J. (1994): *Detección de áreas de riego de incendio forestal a partir de los sistemas de información geográfica y la teledetección*, Tesis doctoral, inédita, Departamento de Geografía, Universidad de Alcalá, Madrid, España, 646 pp.
- SAMPER, J. F. y CARRERA, J. (1990): *Geoestadística. Aplicaciones a la hidrología subterránea*, Barcelona, Centro Internacional de Métodos Numéricos en Ingeniería, 484 pp.
- SCHERMERHORN, V. P. (1967): «Relations between topography and annual precipitation in Western Oregon and Washington», *Water Resour. Res.*, vol. 3, pp. 707-711. 3d. quarter.
- SHEPPARD, D. (1968): «A two dimensional interpolation function for computer mapping of irregularly spaced data», *Harvard Papers in Theoretical Geography. Geography and the properties of Surface series*, n.º 5, 19 pp.
- SPREEN, W. C. (1947): «Determination of the effect of topography upon precipitation», *Trans. Am. Geophys. Union*, vol. 28, pp. 285-290, april.
- STREIT, U. (1981): «Analysing spatial data by stochastic methods: some examples from physical geography», *Munsterche Geographische Arbeiten*, 11, pp. 35-44.
- TAYLOR, B. y WAITE, W. (1980): «Interpolating climatological data for rugged terrain: some analytical techniques», *Proc. 6º Conference on fire and forest meteorology*, Seattle (Washington), pp. 163-173.

COMPARACIÓN DE MÉTODOS DE CÁLCULO PARA LA OBTENCIÓN...

- TOMLIN, C. D. y LAKELY, J. (1987): «Three cartographic distance weight interpolation techniques», en *I Conferencia Latinoamericana sobre informática en Geografía*, San José de Costa Rica, EUED, pp. 627-646.
- VAN BIERDEN, S. A. H. A. y RIEZEBOS, H. Th. (1988): «The application of geostatistic in erosion hazard mapping», *Soil Technology*, vol. 1, pp. 349-364.
- WILLIAMS, G. C. (1963): «An occurrence of lake snow: one of the direct effects of Lake Michigan on the Climate of the Chicago Area», *Mon. Weather Rev.*, vol. 9, pp. 465-467, september.
- WISLER, C. O. y BRATER, E. F. (1959): *Hydrology*, John Wiley and Sons, New York, pp. 290-292.