

ENERGÍA Y EROSIVIDAD PLUVIAL DEL OTOÑO EN LA REGIÓN DE MURCIA. CORRELACIÓN CON EL ÍNDICE DE AGRESIVIDAD PLUVIAL ANUAL DE FOURNIER

C. CONESA GARCÍA* y Y. ÁLVAREZ ROGEL

* *Dpto. de Geografía. Universidad de Murcia. Campus de la Merced, s/n, 30001-Murcia*

RESUMEN

A partir de los datos de intensidad pluviométrica registrados en las estaciones principales de la región de Murcia se estiman los valores de erosividad pluvial y energía cinética (KE), correspondientes a los sucesos más lluviosos de otoño en el período 1980-2000. Los valores de KE , calculados para los otoños con capacidad pluvial erosiva, o sea con ocurrencia de tormentas o lluvias torrenciales de intensidad superior a 10 mm/h ($KE > 10$), se relacionan con los de agresividad pluvial anual o índice de Fournier (IF). Se obtiene así un modelo de regresión, a través del cual, y previa interpolación espacial de los datos puntuales del IF , ha sido posible elaborar un mapa de erosividad pluvial de la región de Murcia en otoño, que puede constituir un instrumento muy útil para el análisis del riesgo potencial de erosión en esta región.

Palabras clave: erosividad, agresividad pluvial de Fournier, lluvia, Murcia.

ABSTRACT

From rainfall intensity data recorded in the main stations of the Murcia region, pluvial erosivity and kinetic energy (KE) values are computed for the most rainy autumn episodes of the period 1980-2000. KE values, computed for autumns with rain erodability potential, that is, with rainstorms or torrential rains with intensities greater than 10 mm/h ($KE > 10$), are related with those of annual pluvial aggressiveness, or Fournier index (IF). This way a regression model is obtained which allows, through previous spatial interpolation of the IF point values, to obtain a pluvial erodability map of the Murcia region in autumn. This map can be a very useful tool for the analysis of the erosion potential risks in this region.

Key words: erodability, Fournier's pluvial aggressiveness, rainfall, Murcia.

1. INTRODUCCIÓN

El estudio de la energía y erosividad pluvial ocupa hoy día un lugar destacado en la investigación de procesos hidro-morfológicos y muy particularmente en la valoración cuantitativa de la erosión. De hecho, la erosividad pluvial constituye un excelente indicador del grado de erosionabilidad y una variable muy utilizada en modelos de predicción de la erosión, desde los más simples como la USLE hasta los más complejos como el WEPP u otros, sólidamente apoyados en técnicas de teledetección y SIG, como el ELMA European Land Monitoring Applications of Meteorological Satellites, proyecto sobre degradación del suelo (ROEBELING, 2000), el modelo CORINE empleado en la valoración del riesgo de erosión (EROL y ÇANGA, 2000) y el modelo IMAGE 2.2

LDM (Land Degradation Model) de susceptibilidad y sensibilidad a la erosión hídrica (HOOTS-MANS *et al.*, 2001). La mayoría de ellos se han diseñado a partir de métodos fundamentalmente estadísticos y/u observaciones empíricas (WISCHMEIER, 1959; FOURNIER, 1960; MICHIELS y GABRIELS, 1996; GABRIELS, 2000). Por su capacidad de aplicación a diferentes áreas, el uso de este tipo de modelos constituye la metodología menos costosa para el estudio de la erosión, y puede ser de gran utilidad para evaluar el impacto de las técnicas de conservación de suelos y agua.

El modelo USLE (Universal Soil Loss Equation) fue desarrollado por el Servicio de Conservación de Suelos del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos, como método para identificar áreas susceptibles a la erosión y obtener tasas de pérdida de suelo a largo plazo. Éste es un modelo estadístico que consiste en una regresión múltiple de los cinco factores más importantes que intervienen en los procesos erosivos: clima, suelo, pendiente, usos del suelo y prácticas de conservación: $A = RKLSCP$. En este modelo tiene especial relevancia el factor R , que representa el índice de erosividad o la capacidad erosiva de la lluvia (WISCHMEIER, 1959), y resulta de multiplicar los valores de energía cinética (E) y los de máxima intensidad pluviométrica en 30 minutos (I_{30}). El modelo revisado, RUSLE, incluye la estimación conjunta del producto RK en unidades de parcela. Bajo tales condiciones, el valor medio anual de R se determina, a partir de registros de lluvia históricos, mediante la suma media anual de la erosividad producida en tormentas individuales.

La erosividad de la lluvia, definida por el factor R de la USLE ha sido calculada en numerosas regiones de nuestro planeta (ELSENBEER *et al.*, 1993; MIKHAILOVA *et al.*, 1997; YU *et al.*, 2001), llegando a explicar en muchos casos entre el 60 y el 80 % de las variaciones en pérdidas de suelo (RUPPENTHAL *et al.*, 1996). Sin embargo, este índice ha sufrido también ciertas críticas, ya que no se puede garantizar su validez para lluvias de alta intensidad ni tampoco para las de baja energía (MORGAN, 1997). Además no existe una razón clara para elegir como parámetro la intensidad máxima de lluvia en 30 minutos.

Como alternativa puede utilizarse el índice de erosividad de HUDSON (1965) ($KE > 25$) que, para cada tormenta, representa la energía cinética total recibida en el tiempo en que la intensidad de la lluvia iguala o supera 25 mm/h. En los medios semiáridos, como el que nos ocupa, y en general en terrenos desnudos resulta más conveniente emplear un valor umbral inferior, como $KE > 10$.

La mayoría de los autores atribuyen a la energía cinética de la lluvia la expresión más adecuada de la erosividad pluvial, y consideran por tanto que la erosividad de una tormenta es función de su intensidad y duración, y de la masa y velocidad de las gotas de lluvia (LAWS y PARSON, 1943; HUDSON, 1963; KINSELL, 1981; HARTLEY y ALONSO, 1991; SHARMA *et al.*, 1993), factores estos últimos de los que, a su vez, depende la tensión de corte límite originada por *splash*. Aunque por lo general, hasta el umbral de 100 mm/h, existe una estrecha relación entre el tamaño medio de las gotas y la intensidad de la lluvia (CARTER *et al.*, 1974), también es cierto que dicha relación es muy variable, dependiendo del origen de las lluvias (MASON y ANDREWS, 1960; MCISAAC, 1990). A pesar de ello, es posible obtener relaciones generales entre la energía cinética y la intensidad de la lluvia, tales como las propuestas por HUDSON (1965) para lluvias tropicales o las de ZAMCHI y TORRI (1980) para lluvias de régimen mediterráneo en Italia.

En España, como en otros muchos países, no existe una base de datos pluviográfica suficientemente densa o antigua como para determinar con detalle la distribución espacial de los valores R o KE . Por esta razón y debido a la alta variabilidad espacial y temporal de la erosividad pluvial, la interpolación de los valores de intensidad y energía registrados resulta muy difícil (SIMANTON y RENARD, 1982; MORGAN, 1983). Ello ha obligado en numerosos casos a utilizar índices de agresividad pluvial basados en datos pluviométricos de más fácil obtención, generalmente mensuales y anuales (JORDAN y BELLINFANTE, 2000). El más extendido, por su elevada correlación con la producción y el transporte de sedimentos, es el índice de agresividad de FOURNIER (1960), $IF = p^2/P$, donde p es la precipitación media correspondiente al mes más lluvioso y P la precipitación media anual. Si los valores de erosividad media anual reflejan el riesgo de erosión por salpicadura, por flujo superficial y en regueros, el índice IF puede considerarse un buen indicador del riesgo de erosión en terrenos abarrancados (MORGAN, 1997), ya que parece guardar gran relación con la densidad de drenaje.

Dado el carácter semiárido dominante en la región de Murcia y su particular régimen pluviométrico, con un destacado máximo otoñal en la mayoría de las estaciones, puede esperarse una buena correlación entre los valores de erosividad $KE > 10$, obtenidos para las lluvias otoñales en los observatorios de primer orden, y el índice de agresividad pluvial IF . Los modelos de regresión desarrollados a partir de la relación de ambas variables pueden servir para elaborar un mapa de riesgos de erosión de toda la región.

2. METODOLOGÍA

La erosividad pluvial ha sido calculada para otoño a partir de los datos de precipitación registrados por tres observatorios de primer orden: dos, situados hacia el interior (Alcantarilla y Guadalupe) y uno en la costa (San Javier) (figura 1). Éstos disponen de información pluviométrica en distintos intervalos de tiempo (10', 20', 30', 1 h, 2 h, 6 h y 12 h), que resulta imprescindible para obtener el factor R de la USLE y los índices $KE > 25$ de HUDSON (1965) y $KE > 10$ de MORGAN (1980). En el período de análisis, 1980-2000, se han contabilizado 72 sucesos de otoño, con $KE > 10$, en Alcantarilla, 69 en Guadalupe y 62 en San Javier. Dichos sucesos se concentran principalmente en los años 1982, 1986, 1987, 1988, 1989, 1996, 1997 y 2000, caracterizados por un otoño de pluviosidad superior a la media estacional. Como umbral se ha elegido la intensidad de 10 mm/h, por considerar que a partir de ella se produce erosión en medios de régimen semiárido (Morgan, 1980).

Para determinar la energía cinética de una tormenta se analiza el diagrama de un pluviógrafo de registro automático, dividiendo la lluvia en intervalos de tiempo de intensidad uniforme. Conocida la intensidad de la lluvia para cada uno de estos intervalos pueden hallarse sus valores de energía cinética (KE). Con tal finalidad se han propuesto numerosas ecuaciones, representativas de diversos ambientes (WISCHMEIER y SMITH, 1958; HUDSON, 1965; HOUZE *et al.*, 1979; STYCZEN y HOGH-SCHMIDT, 1988; ONAGA *et al.*, 1988, ...), alguna de las cuales, la fórmula de ZAMCHI y TORRI (1980), ha sido aplicada ya con éxito en regiones de ámbito mediterráneo:

$$KE = 9,81 + 11,25 \log_{10} I \quad (1)$$

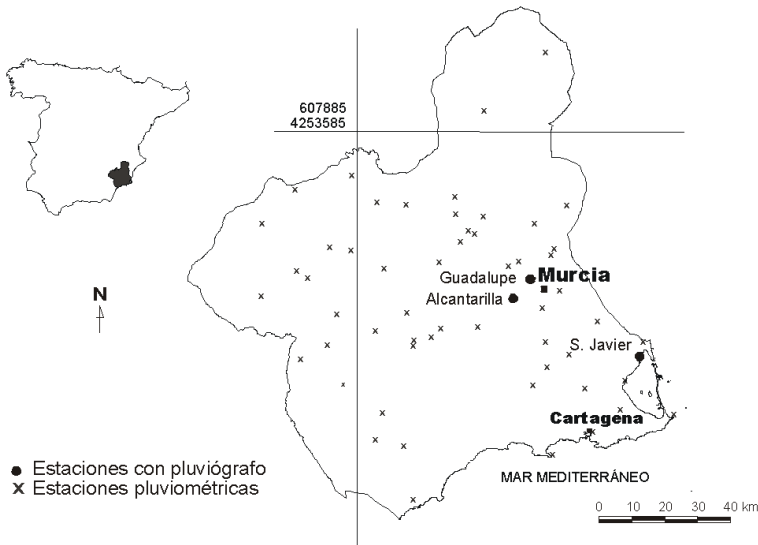


Figura 1: Situación de las estaciones meteorológicas consultadas.

donde I es la intensidad de la lluvia (mm/h) y KE es la energía cinética ($\text{J m}^{-2} \text{mm}^{-1}$). Mediante esta fórmula se han estimado los valores de KE por intervalos de tiempo que, multiplicados por la precipitación registrada, da la energía cinética total de cada uno de ellos. Su suma equivale a la KE total desarrollada en el transcurso de la tormenta.

Dado el estrés hídrico que presentan en otoño los suelos de la región, su carácter frecuentemente desnudo y el predominio de litologías blandas, en particular en las cuencas neógeno cuaternarias, se ha adoptado como índice de erosividad el $KE > 10$. Éste representa para cada tormenta la suma de la energía cinética recibida en el tiempo en que la intensidad de lluvia iguala o supera 10 mm/h . En cambio, el índice de Wischmeier (EI_{30}) no parece ser el más indicado para este tipo de medios, caracterizados por fuertes agüaceros otoñales. A lo sumo, y aunque resulta poco comparable con el índice propuesto, debe aplicarse con ciertas restricciones, por ejemplo en lluvias de más de 75 mm/h y con I_{30} inferior a $63,5 \text{ mm/h}$ conviene emplear un valor E máximo de $28,3 \text{ Jm}^{-2} \text{mm}^{-1}$.

Como los datos de intensidad pluviométrica se limitan, dentro de la región de Murcia, a un escaso número de observatorios, y ello hace imposible calcular directamente la erosividad pluvial a escala regional, se ha utilizado un método de correlación significativa con variables pluviométricas comunes a todas las estaciones. Los valores $KE > 10$ calculados para otoño en los observatorios con pluviógrafos se relacionan con los de agresividad pluvial anual ($p2/P$) o índice de Fournier (IF), con el fin de obtener una ecuación de ajuste que permita estimar el índice de erosividad en el resto de estaciones. Los valores KE así deducidos son una función del índice IF . Previamente se ha llevado a cabo una interpolación superficial del IF mediante las ratios $p2/P$ medias de la

serie completa (1949-1980) (LEÓN LLAMAZARES, 1990) y las estimadas para los períodos de mayor agresividad pluvial. De esta interpolación, realizada a partir de una red de 60 estaciones regularmente repartidas (figura 1), resultan dos imágenes en formato raster: i) mapa de valores $KE > 10$ medios de otoño, y ii) mapa de valores $KE > 10$ máximos medios de otoño. En este proceso se han utilizado el programa Autocad, v. 14, y el SIG 'IDRISI', v.32. Mediante el primero se han digitalizado las estaciones meteorológicas como entidades puntuales, a las que se asigna un código de identificación asociado a una base de datos, que contiene información sobre los valores de p^2/P y KE . Con el módulo de importación de ficheros de IDRISI para Windows se genera un fichero vectorial (*.vec/*.dvc) de localización de las estaciones, necesario para la interpolación de los citados valores. Éstos son relacionados con los correspondientes códigos de identificación de las estaciones en un fichero de valores (*.val/*.dvl). IDRISI utiliza el procedimiento de interpolación por medias móviles ponderadas con la inversa de la distancia. La imagen resultante de la interpolación se somete a un filtro de paso bajo y posteriormente se reclasifica en intervalos representativos, según la distribución espacial de la variable IF .

El modelo de regresión establecido para la estimación de la erosividad pluvial como función de la relación p^2/P se aplica a las capas de información derivadas del proceso de interpolación anterior. El mapa así elaborado, superpuesto a otros que representen la textura de drenaje y las pendientes, puede servir de base para generar un mapa de erosión potencial de la región. Pero ello requiere, además, la incorporación de otras variables ambientales y la validación del modelo con datos experimentales sobre pérdidas reales de suelo, que no han sido tenidas en cuenta dada la naturaleza del presente estudio.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la región de Murcia, como en el resto de la vertiente mediterránea española, existe una gran variabilidad interanual de las precipitaciones ($\sigma = 95-150$ mm) que refleja la desigual cuantía de las lluvias otoñales de un año a otro ($\sigma = 40-100$ mm). La contribución de las lluvias de otoño a la precipitación anual es muy importante, un 38-40 % por término medio.

Salvo algunas tormentas veraniegas de carácter convectivo y situaciones ciclónicas invernales, las lluvias de mayor intensidad se concentran en otoño, preferentemente asociadas a flujos de Levante con embolsamiento de aire frío en altura. Bajo tales circunstancias, el relieve de las Cordilleras Béticas ejerce una función muy eficaz al facilitar el despegue de las capas húmedas más bajas por convección forzada o turbulencia. En general se trata de lluvias de gran energía y escasa duración, que generan hidrogramas tipo *flash floods*, con una curva de concentración de caudales muy acusada.

Prácticamente la totalidad de sucesos en las estaciones analizadas tienen una duración inferior a medio día. Entre el 54 y el 61 % duran menos de 2 horas, y, lo que es más significativo, en torno al 31 % son lluvias torrenciales o *chubascos* repentinos que apenas llegan a media hora (tabla 1).

La aplicación de la ecuación (1) muestra que con intensidades de 75 mm/h la energía cinética se aproxima a un valor de $30 \text{ J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$ y que a partir de este umbral se observa un incremento cada vez menos significativo; de hecho para una intensidad de 150 mm/h se estima una energía de

$35 \text{ J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$, o sea tan sólo $5 \text{ J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$ más que la causada por la mitad de dicha intensidad. Los resultados de la ecuación son válidos para tierras bajas, como es el caso de los lugares en que se ubican las estaciones de análisis: San Javier (3 m), Guadalupe (67 m). Sin embargo, la energía de la precipitación varía con la densidad del aire elevada al exponente 0,9 y, por tanto, también lo hace con respecto a la altitud. Un incremento altitudinal de 1000 m puede suponer un aumento del 10 al 15 % de la energía estimada por la fórmula de WISCHMEIER y SMITH (1958) (TRACY *et al.*, 1984) y probablemente implique asimismo un aumento apreciable de los valores obtenidos por la ecuación de ZAMCHI y TORRI (1980). En el presente estudio, esta diferencia ha sido compensada mediante el empleo de modelos de regresión que involucran variables pluviométricas influidas por la altitud y la posición geográfica de las estaciones, como son la precipitación del mes de máxima pluviosidad y la precipitación media anual. La energía total media registrada por tormenta en otoño es de 2059 J m^{-2} en San Javier, 2350 J m^{-2} en Alcantarilla y 2911 J m^{-2} en Guadalupe (tabla 2), lo que a priori parece indicar valores relativamente más bajos en el extremo oriental del litoral murciano y algo más altos hacia el interior de la región. Sin embargo, con estos datos no puede afirmarse que el contraste entre costa e interior sea generalizado y que la distribución espacial de los valores de KE sea gradualmente uniforme en buena parte de la región.

Tabla 1: Frecuencia y probabilidad de sucesos lluviosos de diferente duración producidos en otoño (período 1980-2000).

	Duración (h)	Número Sucesos	Frecuencia Acumulada	Probabi- lidad	Prob. Acumulada
San Javier					
	< 0,5	19	19	0,31	0,31
	0,5 – 1	3	22	0,05	0,35
	1 – 2	16	38	0,26	0,61
	2 – 6	16	54	0,26	0,87
	6 – 12	5	59	0,08	0,95
	> 12	3	62	0,05	1,00
Guadalupe					
	< 0,5	21	21	0,30	0,30
	0,5 – 1	2	23	0,03	0,33
	1 – 2	14	37	0,21	0,54
	2 – 6	22	59	0,32	0,86
	6 – 12	8	67	0,11	0,97
	> 12	2	69	0,03	1,00
Alcantarilla					
	< 0,5	23	23	0,32	0,32
	0,5 – 1	2	25	0,03	0,35
	1 – 2	19	44	0,26	0,61
	2 – 6	17	61	0,24	0,85
	6 – 12	10	71	0,14	0,99
	> 12	1	72	0,01	1,00

Tabla 2: Valores de erosividad pluvial obtenidos mediante el índice $KE > 10$ para la estación de otoño (período 1980-2000).

	P máx. diaria (mm)	I máx. 10' (mm/h)	I máx. 30' (mm/h)	I máx. 1h (mm/h)	KE máximo ($J m^{-2} mm^{-1}$)	KE total ($J m^{-2}$)
San Javier						
Otoño 1982	39,9	30,0	17,6	8,9	20,5	818
Otoño 1986	15,6	24,0	16,0	14,0	22,7	354
Otoño 1987	331,0	274,1	188,0	132,7	33,7	9268
Otoño 1988	17,1	10,8	5,6	4,2	16,8	265
Otoño 1989	57,8	120,0	104,0	63,8	30,1	3410
Otoño 1996	33,5	43,2	22,4	11,2	22,4	1384
Otoño 1997	48,5	126,0	68,0	35,9	27,3	1469
Otoño 2000	62,2	60,0	44,0	29,7	26,4	1972
Período	331,0	274,1	188,0	132,7	33,7	2059
Guadalupe						
Otoño 1986	86,1	93,6	41,8	30,5	26,5	3101
Otoño 1987	80,8	65,4	43,4	27,2	26,0	3339
Otoño 1988	17,3	32,4	12,4	6,7	19,2	322
Otoño 1989	61,8	150,0	104,0	58,9	29,7	2539
Otoño 1996	22,0	11,4	8,6	6,5	19,0	417
Otoño 1997	37,9	61,2	39,8	25,5	25,6	1673
Otoño 2000	117,9	106,2	58,6	35,8	27,3	3532
Período	60,6	150,0	104,0	58,9	29,7	2911
Alcantarilla						
Otoño 1982	57,6	31,2	28,2	17,5	23,8	1797
Otoño 1986	85,1	51,6	40,0	30,8	26,6	3458
Otoño 1987	71,6	61,2	43,0	24,4	25,4	2776
Otoño 1988	26,5	24,0	10,8	9,5	20,8	552
Otoño 1989	72,5	114,6	64,8	51,3	29,0	2234
Otoño 1996	23,4	11,4	9,0	7,4	19,6	458
Otoño 1997	60,5	90,6	65,2	34,1	27,1	2959
Otoño 2000	105,1	75,0	45,4	29,4	26,3	2767
Período	105,1	114,6	65,2	51,3	29,0	2350

Estos valores medios no reflejan las fuertes variaciones entre los distintos años. De hecho, para lluvias con $KE > 10$ el contraste interanual es muy notorio en los tres observatorios citados, especialmente en San Javier, donde se aprecian netas diferencias entre chubascos de baja intensidad ($500 J m^{-2}$) y la fuerte tormenta desatada los días 4 y 5 de noviembre de 1987 (KE total = $9268 J m^{-2}$). Un régimen similar presentan los valores de energía cinética media. La KE media por suceso para intensidades máximas en una hora se estima en $24,8 J m^{-2} mm^{-1}$ para las estaciones interiores y $25 J m^{-2} mm^{-1}$ para San Javier. Bajo esta homogeneidad aparente subyacen acusadas diferencias de un año a otro. No obstante, los valores máximos, asociados a intensidades superiores a $100 mm/h$, se reducen a dos sucesos extraordinarios ocurridos en noviembre de 1987 y septiembre de 1989. El primero afectó únicamente a la zona próxima al Mar Menor (San Pedro del

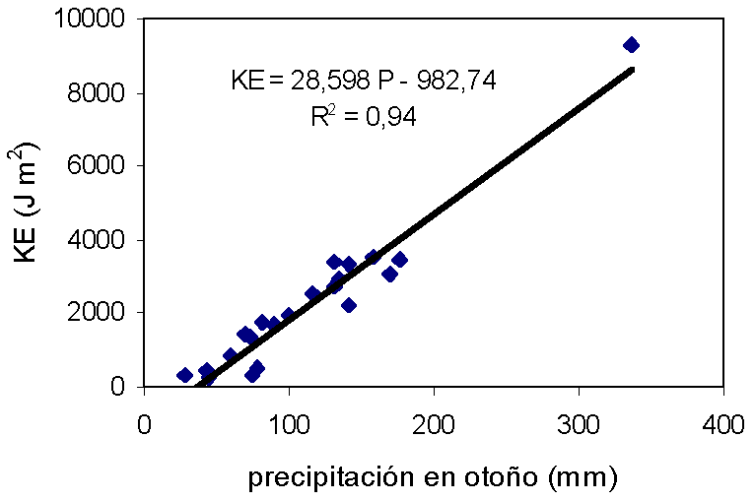


Figura 2: Relación entre las precipitaciones de otoño y los valores de KE total registrados en dicha estación.

Pinatar, San Javier y Torre Pacheco), donde se registraron intensidades máximas horarias superiores a 250 mm y valores de KE de 32 a 34 $J m^{-2} mm^{-1}$ (tabla 2). El segundo tuvo un carácter más general y afectó prácticamente por igual a las tres estaciones, con lluvias que alcanzaron los 29-30 $J m^{-2} mm^{-1}$.

De la tabla 2 se deduce otro hecho claro: a pesar de que en la mayoría de casos los valores de KE media reflejan los de KE total, no existe buena correlación entre ellos, ya que los sucesos cortos suelen tener mayor intensidad, pero no siempre representan las precipitaciones más cuantiosas. Así por ejemplo, aunque las fuertes lluvias caídas en Guadalupe el 23 de octubre de 2000 registraron 2,4 $J m^{-2} mm^{-1}$ menos que las de octubre de 1989, supusieron en cambio, debido a su mayor volumen, una energía cinética mucho más alta (1000 $J m^{-2}$ más). Quizás esto explique por qué existe una correlación tan significativa entre la precipitación media de otoño y la energía cinética total generada por las lluvias de dicha estación del año ($r^2 = 0,94$) (figura 2).

Con el fin de obtener un mapa regional de KE para la estación de otoño se han relacionado los datos de energía existentes en los observatorios con pluviógrafo y los índices IF de todas las estaciones pluviométricas de la provincia (figura 3), resultando la ecuación:

$$KE = 36,432 IF + 600 \quad (r^2 = 0,88) \quad (2)$$

La figura 4(a) representa la distribución del índice de agresividad (IF) en la región de Murcia, estimado a partir de valores medios de precipitación anual y del mes de máxima pluviosidad. Éste es estrictamente un índice de concentración de la precipitación en un solo mes, de modo que un

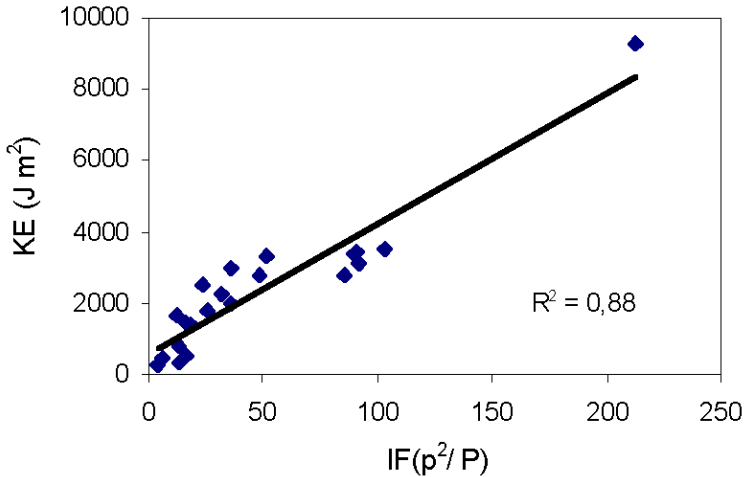


Figura 3: Relación entre el índice de agresividad pluvial de Fournier (*IF*) y los valores de *KE* total calculados para otoño.

valor alto implica un régimen pluviométrico fuertemente estacional con una estación seca más o menos prolongada en la que la cubierta vegetal decrece y la protección de la erosión por la vegetación disminuye. Según el citado mapa, la mayor parte de la región muestra un índice *IF* entre 7 y 11, aproximadamente el 22 % del territorio regional (altiplano de Yecla-Jumilla, cuenca de Cieza, franja entre la Sierra del Zacatín y Cehegín y área occidental de Lorca) registra valores inferiores a 7, y sólo pequeños núcleos situados al norte y sur de la ribera marmeronense, cuenca de Tarragoya, estribaciones occidentales de Sierra Espuña y el arco montañoso de la Carrasquilla-Almenara superan el valor 11, alcanzando en determinados casos el valor 16.

Hay que tener en cuenta, no obstante, que estas estimaciones medias del *IF* enmascaran una realidad, caracterizada por mayores contrastes estacionales y la ocurrencia de sucesos torrenciales en determinados meses, sobre todo de otoño, que elevan muy considerablemente la ratio p^2/P , siendo los responsables directos de las tasas de erosión más altas registradas en la región. Si como *p* se contabilizan sólo los meses constituidos por este tipo de sucesos, que cumplen la condición $KE > 10$ y que suelen producirse en otoño, se obtendrán valores de *IF* más acordes con la capacidad erosiva de las lluvias. Para hacer extensivos dichos valores a toda la región se ha desarrollado una ecuación de regresión lineal que los relaciona con los valores medios de *IF*, y cuya expresión es:

$$IF_{\text{máx.}} = 4,892 IF_{\text{med.}} + 6,44 \quad (r^2 = 0,91) \quad (3)$$

El resultado, tras aplicar la ecuación a todas las estaciones, se representa en la figura 4(b). En ella se observa, como es lógico, una distribución relativa similar a la mostrada en la figura 4(a), pero,

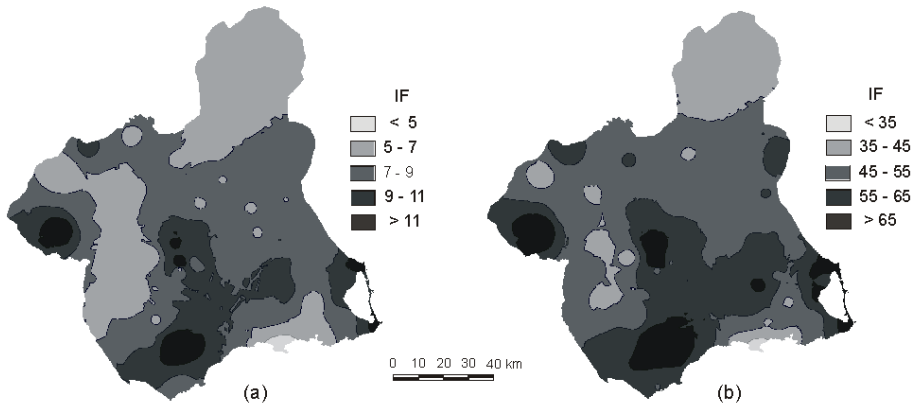


Figura 4: Distribución del índice de agresividad (IF) en la región de Murcia, estimado a partir de valores pluviométricos medios (1940-90) ($IF_{med.}$) (a) y de los correspondientes a los años más lluviosos del período 1980-2000 ($IF_{máx.}$) (b).

al existir un rango mayor en los intervalos utilizados, pueden apreciarse mejor las diferencias entre las áreas y comprobar, por ejemplo, que las zonas con agresividad pluvial (IF) inferior a 45 en los años de mayor riesgo se centran en los extremos noroeste y noreste de la región y en torno a Cehegín, Zarzadilla de Totana y litoral cartagenero. Por encima del valor 55 se hallan los sectores central y meridional (salvo buena parte del Campo de Cartagena) y con más de 65 la franja montañosa suroccidental.

Aplicando la ecuación (2) a los valores de $IF_{med.}$ y de $IF_{máx.}$ se obtiene la energía total media y máxima de las lluvias de otoño en todas las estaciones, resultando por interpolación los mapas (a) y (b) de la figura 5. Uno es función de otro, por lo que las zonas de mayor y menor energía cinética son las mismas en ambos casos. Se diferencian en los intervalos de valores elegidos y en la magnitud de la erosividad pluvial calculada. De nuevo, acorde con la distribución del índice de Fournier, destacan los máximos otoñales de KE en la cuenca de Tarragona y en el sector bético de la Carrasquilla–Almenara ($> 3000 \text{ J m}^{-2}$). En este último caso, el riesgo de erosión es extraordinario, debido a la inclusión de factores ambientales extremadamente críticos, como son el prolongado estado seco de los suelos, la escasa o nula vegetación, las fuertes pendientes y el predominio de materiales metamórficos fácilmente erosionables (esquistos, pizarras,...). En torno a estos núcleos se extienden dos zonas más amplias con lluvias otoñales también intensas y de alta energía ($KE_{máx.}$ entre 2500 y 3000 J m^{-2}): la primera o septentrional, limitada por las sierras de Moratalla, Mojantes y la Zarza, y la meridional, prolongada hacia el N, hasta Bullas y Pliego (incluyendo los relieves del Burete, Lavia y Espuña), y hacia el ENE, a través de los terrenos elevados de Carrascoy y sus estribaciones. Similares valores de energía cinética alcanzan las lluvias torrenciales de otoño en las áreas montañosas de la Muela (Moratalla) y en la Ribera del Mar Menor. Sólo así es posible explicarse la rápida generación de escorrentía y la extraordinaria capa-

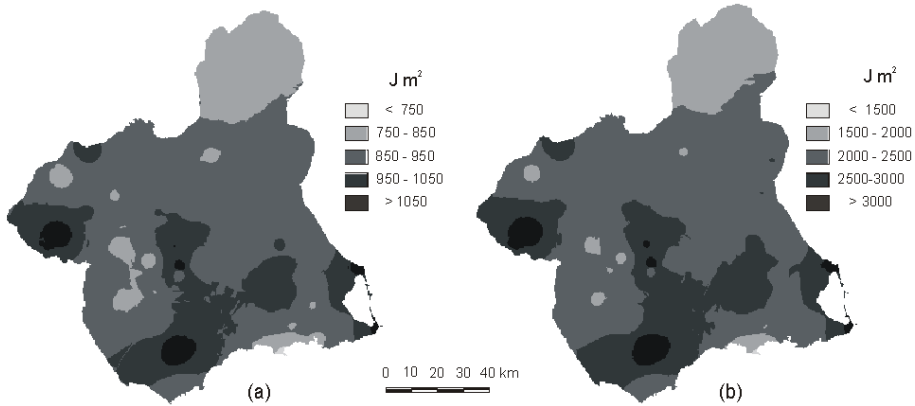


Figura 5: Distribución de la erosividad pluvial de la región de Murcia en otoño, calculada a partir de la ecuación (2) aplicada a los valores iF_{med} . (a) y $IF_{m\acute{a}x}$. (b).

cidad erosiva de las avenidas en ramblas y barrancos, cuyas cabeceras se localizan principalmente en las zonas aludidas: río Mula, rambla Salada, río Guadalentín, ramblas del litoral sur, rambla del Albujón,...

4. REFERENCIAS

- CARTER, C.E., GREER, J.D., BRAUD, H.J. y FLOYD, J.M. (1974): Raindrop characteristics in south central United States. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineering*, 17, pp. 1033-7.
- ELSENBEER, H., CASSEL, D.K. y TINNER, W. (1993): A daily rainfall erosivity model for Western Amazonia, *J. Soil and Water Conservation*, 48, pp. 439-444.
- EROL E. y ÇANGA, M.R. (2001): *Erosion risk assessment using CORINE*, Department of Soil Science, University of Ankara, Turkey.
- FOURNIER, F. (1960): *Climat et erosion*. Ed. Presses Universitaires de France, Paris.
- GABRIELS, D. (2000): Rain erosivity in Europe, en J.L. RUBIO, S. ASINS, V. ANDREU, J. DE PAZ & E. GIMENO (eds.), *Man and Soil at the Third Millenium*, ESSC III Int. Congress, Valencia, pp. 31-43.
- HARTLEY, D.M. y ALONSO, C.V. (1991): Numerical study of the maximum boundary shear stress induced by raindrop impact. *Water Resource Research*, 27, pp. 1819-26.
- HOOTSMANS, R.A., BOUWMAN, A., LEEMANS, R. y KREILEMAN, E. (2001): *Modelling land degradation in IMAGE 2*. Report 481508009, Nat. Instit. for Public Health and the Envir., Bilthoven, pp. 33.
- HOUZE, R.A., HOBBS, P.V., PARSON, D.B. y HERZEG, P.H. (1979): Size distribution of precipitation particles in frontal clouds, *Journal of Atmospheric Science*, 36, pp. 156-62.
- HUDSON, N.W. (1963): Raindrop size distribution in high intensity storms. *Rhodesian Journal of Agricultural Research*, 1, pp. 6-11.
- HUDSON, N.W. (1965): *The influence of rainfall on the mechanics of soil erosion with particular reference to Southern Rhodesia*. MSc Thesis, University of Cape Town.

- JORDÁN, A. y BELLIFANTE, N. (2000): Cartografía de la erosividad de la lluvia estimada a partir de datos pluviométricos mensuales en el Campo de Gibraltar (Cádiz), *Edafología*, vol. 7-3, pp. 83-92.
- KINNELL, P.I.A. (1981): Rainfall intensity-kinetic energy relationships for soil loss prediction. *Soil Science Society of America Journal*, 45, pp. 153-155.
- LAWS, J.O. y PARSONS, D.A. (1943): The relationships of raindrop size to intensity. *Transactions of the American Geophysical Union*, 24452-60.
- LEÓN LLAMAZARES, A. DE (1990): *Caracterización agroclimática de la provincia de Murcia*, Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Dirección General de Producción Agraria, Madrid, 193 pp.
- MASON, B.J. y ANDREWS, J.B. (1960): Drop size distributions from various types of rain, *Quarterly Journal of the Royal Meteorology Society*, 86, pp. 346-53.
- MCISAAC, G.F. (1990): Apparent geographic and atmospheric influences on raindrop sizes and rainfall kinetic energy, *Journal of Soil and Water Conservation*, 45, pp. 663-6.
- MICHELIS, P. y GABRIELS, D. (1996): Rain variability indices for the assessment of rainfall erosivity in the mediterranean region, en J.L. RUBIO y A. CALVO (eds), *Soil degradation in Mediterranean environments*. Geoforma Ediciones, Logroño, pp. 49-70.
- MIKHAILOVA, E.A., BRYANT, R.B., SCHWAGER, S.J. y SMITH, S.D. (1997): Predicting Rainfall Erosivity in Honduras, *Soil Science Society of America Journal*, 61, pp. 273-279.
- MORGAN, R.P.C. (1980): Soil erosion and conservation in Britain, *Processes in Phys. Geogr.* 4, pp. 24-47.
- MORGAN, R.P.C. (1983): The non-independence of rainfall and soil erodibility, *Earth Surface Processes and Landforms*, 8, pp. 323-338.
- MORGAN, R.P.C. (1997): *Erosión y conservación del suelo*. Ediciones Mundi-Prensa, Madrid, 343 pp.
- ONAGA, K., SHIRAI, K. y YOSHINAGA, A. (1988): Rainfall erosion and how to control its effects on farmland in Okinawa, en S. Rimwanich (ed.), *Land conservation for future generations*. Bangkok, Department of Land Development, pp. 627-39.
- ROEBELING, R.A. (2000): ELMA European Land Monitoring Applications of Meteorological Satellites, en ROSEMA, IMESON y ADDINK (eds); *Geography and Soil Science*, Nat. Aerospace Lab., NLR.
- RUPPENTHAL, M., LEIHNER, D.E., HILGER, T.H. y CASTILLO, J.A. (1996): Rainfall erosivity and erodibility of Inceptisols in the southwest Colombian Andes, *Expl. Agric.*, Band 32, pp. 91-101.
- SHARMA, P.P., GUPTA, S.C. y FOSTER, G.R. (1993): Predicting soil detachment by raindrops. *Soil Science Society of America Journal*, 57: 674-680.
- STYCZEN, M. y HOGH-SCHMIDT, K. (1988): A new description of splash erosion in relation to raindrop sizes and vegetation, en R.P.C. MORGAN y R.J. RICKSON (eds), *Erosion assessment and modelling*. Commission of the European Communities Report No. EUR 10860 EN, pp. 147-84.
- TRACY, F.C., RENARD, K.G. y FOGEL, M.M. (1984): Rainfall energy characteristic for south-eastern Arizona, en *Water today and tomorrow*. New York, Irrigation and Drainage Division ASCE, pp. 559-66.
- WISCHMEIER, W.H. y SMITH, D.D. (1958): Rainfall energy and its relationships to soil loss. *Transactions of the American Geophysical Union*, vol. 39, num. 2, pp. 285-291.
- WISCHMEIER, W.H. (1959): A rainfall erosion index for a Universal Soil-Loss Equation. *Soil Science Society Proceeding*, 23, pp. 246-249.
- YU, B., HASHIM, G.M. y EUSOF, Z. (2001): *Estimating the r-factor with limited rainfall data: a case study from peninsular Malaysia*, Soil and Water Conservation Society, vol. 56, num. 2.
- ZANCHI, C. y TORRI, D. (1980): Evaluation of rainfall energy in central Italy, en M. de Boodt & D. Gabriels (eds), *Assessment of erosion*, London, Wiley, pp. 133-42.