

MODELIZACIÓN DE LA DINÁMICA HIDROLÓGICA Y EROSIVA EN BARRANCOS DE LA CUENCA DEL RÍO QUIPAR (Sureste de España) CON GRASS

¹JUAN MANUEL QUIÑONERO RUBIO y ²FRANCISCO ALONSO SARRÍA
Departamento de Geografía, Universidad de Murcia
C/ Santo Cristo, s/n, 30001-Murcia. España
[^1juanmaqr@um.es](mailto:juanmaqr@um.es) [^2alonsarp@um.es](mailto:alonsarp@um.es)

RESUMEN

En este trabajo se aplican de forma integrada una serie de modelos hidrológicos (Número de Curva e Hidrograma Unitario Geomorfológico) sobre un conjunto de cuencas vertientes a diques de corrección hidrológico-forestal de los que se extraen tasas de erosión por cubicación del volumen de sedimentos retenidos. Se utiliza un Sistema de Información Geográfica (GRASS) para el almacenamiento de la información de partida, la extracción de parámetros y la ejecución de parte de los modelos mediante álgebra de mapas y un programa de análisis de datos (R) para la implementación del modelo de Hidrograma Unitario Geomorfológico. La utilización de ambos programas permite un nivel de integración fuerte entre SIG y modelización. Uno de los aspectos clave en la modelización hidrológica a partir de redes de drenaje es la extracción automática de las mismas a partir de un umbral de área. En este trabajo se ha probado una metodología basada en el cálculo de la densidad de drenaje para diversos umbrales de área, considerando cómo más adecuado aquel a partir del cual la densidad de drenaje obtenida se estabiliza.

Palabras clave: GRASS, modelos digitales de elevaciones, modelización hidrológica, erosión.

HYDROLOGICAL AND EROSIVE DYNAMIC MODELLING IN GULLIES OF THE QUIPAR RIVER BASIN (SE SPAIN) WITH GRASS

ABSTRACT

This work integrates a series of hydrological and erosion models (Curve Number and Geomorphologic Unit Hydrograph) on a set of hydrological river basins flowing into dams of hydrologic-forest correction. A GIS (GRASS) is used for the storage of the source information, the extraction of parameters and the execution of the models by means of map algebra and a program of data analysis (R) for the implementation the Geomorphologic Unit Hydrograph model. The use of

both programs allows a level of strong integration between GIS and modelling. One of the main aspects in the hydrological modelling from drainage networks is the automatic extraction of the latter from a threshold area. This work presents a methodology based on the calculation of the density of drainage for diverse thresholds of areas, considering as most adapted the one from which the obtained drainage density becomes stabilized.

Keywords: GRASS, Digital Elevation Models, hydrological modelling, erosion.

1. Introducción

La hidrología aplicada debe dar respuesta a una serie de cuestiones de carácter práctico. Tal es el caso de la estimación de caudales generados en una cuenca derivados de un episodio pluviométrico concreto. Este problema, que ha centrado la atención de investigadores durante más de 100 años, conduce al análisis de los mecanismos generadores de caudal, así como de los procesos físicos concurrentes. Dicho análisis resulta inabordable cuando se trata de abarcar simultáneamente toda la diversidad y complejidad de los procesos involucrados y todas las interrelaciones existentes entre los elementos que componen los sistemas hidrológicos. La necesaria simplificación de estos sistemas lleva a la construcción de modelos, basados en un razonamiento físico o en observaciones y relaciones entre cantidades, de tal forma que las variables menos importantes son ignoradas, los procesos son agregados y conceptualizados según esquemas que permitan cuantificar la respuesta hidrológica (García-Bartual, 1989; Olaya Ferrero, 2004)

La estimación de caudales máximos es uno de los objetivos de la aplicación de modelos hidrológicos en cuencas. Resulta de especial interés en aquellas cuencas no aforadas, por tanto sin datos que se puedan tomar de partida, con carácter torrencial. En el caso de que sí existan datos, éstos permiten validar los modelos que posteriormente serán utilizados en otras cuencas.

Los Sistemas de Información Geográfica representan una eficaz herramienta orientada a la modelización hidrológica y erosiva en cuencas de drenaje. A partir de Modelos Digitales de Elevaciones de gran resolución espacial se obtiene información topográfica e hidrológica de precisión, siendo la topografía la variable esencial, en cuencas áridas y semiáridas de superficie reducida, para entender la dinámica hidrológica y en concreto para la aplicación del Hidrograma Unitario Geomorfológico, previa determinación del Número de Curva según tipo y uso de suelo; y de tormentas de diseño para diversos periodos de retorno. Se trata de un modelo especialmente adecuado para cuencas sin aforos. La modelización hidrológica de las cuencas permite, junto con otras capas de información espacial, determinar los parámetros de modelos de estimación de pérdidas de suelo por erosión (Alonso Sarría *et al.*, 2005)

La modelización aplicada a aspectos ambientales ha supuesto, en definitiva, un gran salto hacia adelante, pero la aplicación de los modelos tanto los relativos a pérdidas de suelo como hidrológicos en ámbitos diferentes al tomado como referencia para su creación, con frecuencia ocasiona errores graves ya que no se suelen cumplir las condiciones originales a partir de las que se calibra el modelo (Kinnell, 2005).

Quiñonero Rubio, J. M. y Alonso Sarría, F. (2007): "Modelización de la dinámica hidrológica y erosiva en barrancos de la cuenca del río Quípar (sureste de España) con GRASS", GeoFocus (Artículos), n° 7, p. 188-215, ISSN: 1578-5157

Cabe destacar, por tanto, el uso de los Sistemas de Información Geográfica en la modelización de sistemas medioambientales. La capacidad de éstos para el análisis de información y la exposición de resultados quedan de alguna forma respaldados por la componente espacial que los define. El esfuerzo de calibración y validación de modelos hidrológicos, especialmente modelos hidrológicos de base física, mejora también con el uso de estos sistemas.

Desde un punto de vista hidrológico y espacial, los modelos agregados consideran las cuencas y subcuencas como unidades de trabajo, mientras que en los modelos distribuidos las unidades, además de poseer menor tamaño y estar definidas de forma más regular, no tienen un significado hidrológico tan definido ni representan elementos hidrográficos concretos.

La estructura de un MDT (Modelo Digital de Terreno) y mallas de datos adicionales, así como de las imágenes procedentes de sensores remotos, todas ellas divididas en unidades mínimas (celdas o píxeles), hace que resulte natural emplear estas mismas unidades también como unidades hidrológicas, existiendo una tendencia natural a plantear sobre dicha estructura modelos de tipo distribuido. Las propias cualidades de los Modelos Digitales de Elevaciones son las que generan que el tratamiento de éstos sea un procedimiento común en la modelización hidrológica (Morad & Triviño, 2001), aspecto que se desarrolla en la metodología de este trabajo.

Existe división de opiniones entre autores a la hora de determinar una mayor utilidad de un tipo de modelo u otro. Así, algunos pueden hablar de la inferioridad de los modelos agregados, mientras que otros tienden más hacia una coexistencia armoniosa de agregados y distribuidos (Olaya Ferrero, 2004).

En última instancia hay que tener en cuenta que un modelo nunca representará la realidad con total exactitud, especialmente en el caso de la modelización hidrológica, en zonas donde los caudales son esporádicos y donde las cuencas no se encuentran aforadas y, por tanto, es difícil contar con datos reales.

1.1. SIG y modelización hidrológica

Existe una gran variedad de programas de simulación hidrológica. En los últimos años éstos tienden a integrar diferentes procesos que antes se estudiaban por separado y a integrar, además, la modelización hidrológica con los Sistemas de Información Geográfica (Olaya Ferrero, 2004). SIG y modelos hidrológicos tienen una fuerte dependencia de los datos espaciales, por lo que resulta lógico integrarlos en una única herramienta. La gran capacidad de los SIG para manejar y analizar la información espacial ha llevado a su consolidación como las herramientas más adecuadas para afrontar de forma eficiente la modelización hidrológica. Existen tres grandes niveles de integración de modelos de distinto tipo con SIG:

- Tradicionalmente, los SIG se han utilizado en modelización como simple herramienta de procesado de datos de entrada y para hacer representaciones cartográficas de los resultados. El SIG y el programa de modelización son sistemas separados, que comparten un mismo formato de fichero de importación/exportación de datos. Es la aproximación más común. El

Quiñonero Rubio, J. M. y Alonso Sarría, F. (2007): "Modelización de la dinámica hidrológica y erosiva en barrancos de la cuenca del río Quípar (sureste de España) con GRASS", *GeoFocus (Artículos)*, n° 7, p. 188-215, ISSN: 1578-5157

resultado es la implementación de diferentes modelos de un SIG, como ArcInfo o ArcView, o la creación de programas específicos (Grabrecht *et al.*, 2000; 2003). Olivera y Maidment (1999) proponen un conjunto de *scripts* para el programa ArcView que generan los ficheros de entrada que necesita HEC-HMS (modelo hidrológico).

- Integración de dos sistemas separados, que comparten una interfaz de usuario, los formatos de fichero y el espacio de memoria. Este tipo de integración se está desarrollando entre sistemas abiertos como GRASS y R (Bivand, 2000; Neteler y Mitisova, 2002). Otro ejemplo desarrollado en los últimos años es el de SAGA (Olaya Ferrero, 2004), en el que también hay una integración total de ambos sistemas.
- Integración total. El modelo se incorpora como módulo del programa SIG, como en el caso del módulo *r.watershed* que realiza algunas tareas de modelización hidrológica en GRASS, o bien se incorporan potencialidades de SIG a un sistema de modelización como en el programa MODULUS (Engelen, 2000).

2. Caracterización del área de estudio

La cuenca del Río Quípar, afluente del río Segura por su margen derecha y vertiente al embalse de Alfonso XIII, se sitúa en el centro occidental de la Región de Murcia ([figura 1](#)), y comprende parte de los términos municipales de Caravaca de la Cruz, Moratalla, Cehegín, Calasparra y Cieza.

La superficie de la cuenca es de 814 km^2 y la altitud media de 800 m . Se reparte altitudinalmente entre los 400 y los 1.200 m , con un 50% de su superficie comprendida entre los 800 y los 1.200 m . La forma de la cuenca es alargada y su eje mayor tiene una dirección NE-SO.

En la cuenca del Río Quípar se construyó una presa en 1916, la tercera más antigua de la cuenca del Segura, creando el embalse de Alfonso XIII. Debido a las altas tasas de erosión que experimenta la cuenca, la capacidad del embalse pasó de 42 Hm^3 en 1916 a $14,2$ en 1976 (Romero Díaz *et al.*, 2000). Por ello la Confederación Hidrográfica del Segura ha realizado dos proyectos de corrección hidrológica, el primero en 1962 y el segundo en 1996.

En el proyecto de 1962 se realizaron trabajos en 50 ramblas y barrancos. Se construyeron 339 diques de gaviones, 35 diques de mampostería hidráulica y gran cantidad de albarradas de piedras en seco. El proyecto de 1996, revisaba y mejoraba al anterior, y se amplió la zona de construcción de diques hasta las sierras de la cabecera, ya en su límite con la provincia de Granada. Con este proyecto se han construido 72 nuevos diques, y reparado o recrecido 158 de los ya existentes (Romero Díaz *et al.*, 2000). Es de destacar la colmatación o destrucción de 215 diques antiguos. Las lluvias intensas registradas en la cuenca, en octubre del año 2000, tuvieron como consecuencia una intensa erosión y el depósito de una cantidad notable de sedimentos en numerosos diques (Martínez Lloris, 2006).

Quiñonero Rubio, J. M. y Alonso Sarría, F. (2007): "Modelización de la dinámica hidrológica y erosiva en barrancos de la cuenca del río Quípar (sureste de España) con GRASS", GeoFocus (Artículos), n° 7, p. 188-215, ISSN: 1578-5157

Esta cuenca es la segunda en importancia respecto a los aportes de sedimentos a su embalse (calculados en más de 300.000 t/año) y una de las de mayor degradación específica, estimada en 367 t/km²/año (López Bermúdez *et al.*, 1982; en Romero Díaz *et al.*, 2000).

Puesto que el objetivo básico de las obras de corrección hidrológica es eliminar o disminuir el aporte sólido de materiales y laminar la punta de crecida de los caudales máximos, se considera que los diques de retención de sedimentos son una fuente de información excepcional, para el estudio del comportamiento hidrodinámico de ramblas y barrancos, sometidos a condiciones semiáridas mediterráneas (Martínez Lloris *et al.*, 2001).

Se han seleccionado tres subcuencas localizadas en cabecera, cuenca de Mancheño, sector intermedio, cuenca de Juego de Bolos y desembocadura, cuenca de Salinas, de la cuenca del Río Quípar ([figura 2](#)).

En estas cuencas se han desarrollado los dos proyectos (1962 y 1996) de restauración hidrológico-forestal señalados anteriormente, por lo que en cada una de ellas se encuentra una serie de diques de retención de sedimentos sobre los que se ha realizado un seguimiento para evaluar la erosión acontecida en las cuencas. La numeración de los diques procede de la establecida en el proyecto de investigación que se ocupó de su estudio y del que se han tomado los datos de base para este trabajo en lo referente a obras transversales y tasas de erosión.

El criterio de selección se ha basado fundamentalmente en la búsqueda de ámbitos diferentes dentro de la cuenca en cuanto a usos de suelo, litología, tipos de suelo, etc. Otro aspecto tenido en cuenta ha sido su superficie, tratando de tener representado todo el rango de variación en tamaño de cuencas presentes en el Río Quípar.

El criterio fundamental para la selección de diques es que sean funcionales ([tabla 1](#)). Dentro de estas cuencas existe una serie de diques no controlados pero activos como en el caso de Salinas, algunos de ellos situados aguas arriba de diques controlados. Esto supone que los sedimentos que se depositan en esos diques no llegan al dique en el que se está realizando un seguimiento.

Este último aspecto es relevante a la hora de determinar la funcionalidad de los diques en los que se está realizando un seguimiento, ya que la superficie que vierte sedimentos a un dique no es la misma que la superficie hidrológica de ese dique tomado como desembocadura. Es decir, los caudales que se generan aguas arriba de un dique sí llegan al siguiente dique, sin embargo, los sedimentos que se erosionan aguas arriba no tienen por qué llegar si el dique es funcional. Casos especiales se dan si el dique situado aguas arriba presenta roturas o está colmatado.

3. Metodología

3.1. Información básica

- *Diques*: medidas de sedimentación de materiales en los vasos de los diques de retención realizadas a partir de la cubicación de los mismos (Martínez Lloris, 2006).

Quiñonero Rubio, J. M. y Alonso Sarría, F. (2007): "Modelización de la dinámica hidrológica y erosiva en barrancos de la cuenca del río Quípar (sureste de España) con GRASS", *GeoFocus (Artículos)*, n° 7, p. 188-215, ISSN: 1578-5157

- *Topografía*: mapas topográficos a escala 1:25000 del Instituto Geográfico Nacional, utilizados para la digitalización de la red de drenaje y los límites de las cuencas estudiadas. Por otra parte se dispone de las curvas de nivel digitales del Mapa Topográfico Regional a escala 1:5000 de la Consejería de Turismo y Ordenación del Territorio de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia, a partir de los cuales se han creado los MDEs de las cuencas con resolución de 2 metros.
- *Litología*: se han digitalizado los mapas geológicos en papel a escala 1:50000 del ITGME correspondientes a la cuenca del río Quípar generándose un mapa litológico.
- *Suelos*: mapa digital de suelos publicado por la Consejería de Agricultura, Agua y Medio Ambiente de la Región de Murcia (1999). Incluye diversas tablas en las que se recogen variables edáficas procedentes de perfiles y de un muestreo sistemático de capa arable. Se recogen en cada muestra diversas variables de interés edafológico. Esta base de datos recoge también tablas con las descripciones y caracterizaciones de los diferentes polígonos del mapa vectorial de unidades edáficas.
- *Usos de suelo*: mapa de usos del suelo desarrollado en el Instituto del Agua y Medio Ambiente de la Universidad de Murcia, a partir de imágenes LANDSAT (2001) con una resolución de celda de 30 metros.
- *Clima*: series de datos de precipitación de tres estaciones meteorológicas del Instituto Nacional de Meteorología.

3.2. Procedimiento

Se recurre a la integración de dos sistemas separados, que comparten una interfaz de usuario, los formatos de fichero y el espacio de memoria. Este tipo de integración se está desarrollando entre sistemas abiertos como GRASS y R (Bivand *et al.*, 2000), considerado, este último, un entorno para el análisis estadístico que proporciona un gran número de técnicas estadísticas y gráficas, así como un lenguaje con el que resulta sencillo programar modelos matemáticos

El Sistema de Información Geográfica GRASS permite una integración total de diferentes tipos de modelos en un SIG y programar modelos a varios niveles de complejidad (Alonso Sarría *et al.*, 2004). El formato GRASS ofrece una gran versatilidad, potencia de cálculo y adecuación al propósito perseguido.

3.2.1. Generación del modelo digital de elevaciones

La generación del MDE es la fase más relevante en la aplicación de esta metodología ya que a partir de éste se van a obtener los parámetros necesarios para la aplicación del modelo del

Quiñonero Rubio, J. M. y Alonso Sarría, F. (2007): "Modelización de la dinámica hidrológica y erosiva en barrancos de la cuenca del río Quípar (sureste de España) con GRASS", *GeoFocus (Artículos)*, n° 7, p. 188-215, ISSN: 1578-5157

Hidrograma Unitario Geomorfológico y, posteriormente, obtener las diferentes capas de información que van a permitir desarrollar un modelo de erosión de suelo.

Para crear un MDE se parte de las curvas de nivel digitales en formato vectorial a escala 1:5000. Estas curvas deben rasterizarse previamente a la interpolación, la rasterización se realiza con el comando *v.to.rast*. La resolución (tamaño de celda) adoptada es de 2 metros ([figura 3](#), [figura 4](#) y [figura 5](#)). Como norma general, la resolución adecuada para un MDE es el doble de la equidistancia de curvas de nivel (Bosque Sendra, 1992). Sin embargo esta consideración es sólo válida en terrenos llanos para evitar un cociente demasiado bajo entre resolución vertical y horizontal. El problema de la baja relación entre resolución vertical y horizontal se ha resuelto multiplicando las curvas de nivel por 100 para obtener un MDE en centímetros en lugar de en metros (Alonso Sarría *et al.*, 2004). El módulo *r.surf.contour* se ocupa de generar el MDE.

El procedimiento que implementa este módulo parte del principio de que si un píxel se corresponde con una isolínea rasterizada se mantiene su valor, en caso contrario se buscan las curvas de nivel más cercanas y se realiza una interpolación lineal a partir de ellas. Este tipo de algoritmo obliga a incluir las cotas entre las curvas de nivel rasterizadas para evitar que los picos aparezcan cortados. En relieves muy abarrancados pueden aparecer problemas similares, las cotas en los fondos también mejoran los resultados.

A partir del MDE se pueden generar otras capas SIG que representan información topográfica necesaria para la obtención de información hidrológica como son la pendiente y la orientación utilizando el comando *r.slope.aspect*.

3.2.2. Obtención de cuencas y sus redes de drenaje

El primer paso del proceso de modelización hidrológica con base SIG ha sido la digitalización de unos límites provisionales de las cuencas analizadas sobre el mapa topográfico de escala 1:25000. Esta digitalización provisional de la cuenca sólo se utiliza a modo de máscara para delimitar una región de trabajo

El siguiente paso consiste en determinar la dirección de drenaje. Para ello se recurre al método más utilizado llamado algoritmo D-8 (O'Callaghan y Mark, 1984), que aplica un operador de vecindad de álgebra de mapas para asignar a cada celda la vecina (con un valor menor) respecto a la que tiene mayor pendiente. Para determinar la dirección del flujo es preciso utilizar las capas de pendiente y orientación antes mencionadas. Pero este método presenta una serie de problemas (Garbrecht y Martz., 2000):

- No representa adecuadamente los flujos divergentes en pendientes convexas.
- Puede dar lugar a orientaciones de flujo preferenciales.
- No permite asignar direcciones de drenaje en depresiones, áreas llanas o bloqueos al flujo.

A pesar de ello es el más usado debido a la sencillez de su implementación.

La aplicación de este algoritmo se desarrolla con el módulo *r.watershed* de GRASS, que permite eliminar las depresiones ficticias presentes en un MDE. Solventa los problemas del método, eliminando las depresiones del MDE y asignando direcciones a las áreas llanas resultantes, de forma que el flujo salga del área por el punto con menor elevación (Alonso Sarría *et al.*, 2004). A diferencia de ello, los métodos tradicionales asumen que las depresiones observadas en un MDE se deben a la presencia de valores demasiado bajos en el centro de las depresiones (O'Callaghan y Mark, 1984). Sin embargo en algunos casos pueden deberse al cerramiento artificial de cauces encajados debido a la forma adoptada por las curvas de nivel.

El módulo *r.watershed* de GRASS utiliza un procedimiento de umbral de área drenada para determinar qué celdillas constituyen un cauce y cuáles no. Pero este método puede resultar ser no muy adecuado, ya que distintas litologías y distintos usos del suelo van a condicionar el umbral de área drenada necesario para mantener un cauce (Dietrich y Dunne, 1993).

Utilizando el mismo módulo (*r.watershed*) se puede generar una capa de drenaje acumulado para cada celdilla. Es preciso determinar para cada celdilla cual sería la trayectoria de un volumen de agua que cayera en ella y asignar a cada celdilla de esta trayectoria el número de celdas que la han drenado. Si se alcanza una celdilla ya visitada se suma el valor y se continúa con el proceso (Alonso Sarría *et al.*, 2004).

Una vez generadas las capas anteriores se puede generar la cuenca vertiente a partir de cualquier punto del MDE aplicando un procedimiento recursivo que, partiendo de la celdilla de desembocadura, agregue a la cuenca vertiente las celdillas situadas aguas arriba y las añada a una lista de celdillas a las que se aplica de nuevo el procedimiento (Alonso Sarría *et al.*, 2004).

Este procedimiento se ha aplicado a cada uno de los diques de retención que se encuentran en los cauces una vez que se ha generado la red de drenaje de cada cuenca, ya que estos puntos se consideran como puntos de desembocadura, pero sin que afecte al caudal que pasa por ellos, ya que éste continúa aguas abajo. Pero han de ser considerados de este modo a la hora llevar a cabo las estimaciones de pérdidas de suelo por erosión.

Los procedimientos automáticos para obtener la red de drenaje de una cuenca a partir de capas de drenaje acumulado se basan en la estimación de un umbral de área drenada, de forma que todas aquellas celdillas que lo superen serán consideradas como pertenecientes a un cauce. El área umbral se escoge individualmente para cada cuenca teniendo en cuenta las características litológicas de la misma.

Para ello se han calculado hasta 100 situaciones diferentes de umbral de cuenca desde un umbral en el que tan solo 100 celdas generan un cauce, hasta un umbral en el que el número de celdas necesario es de 10.000. Este paso se ha realizado a partir de la capa de acumulación de flujo, con un método recursivo computacional, basado en el procedimiento expuesto en el párrafo anterior, para cada una de las cuencas de estudio y para cada una de las subcuencas generadas a partir de cada uno de los diques, tomando este punto como desembocadura.

El análisis de la diferencia porcentual del número de celdas que van definiendo la red de drenaje, ha sido el criterio para seleccionar un valor y no otro cualquiera ya que, a partir de un determinado umbral, el valor permanece prácticamente constante y las fluctuaciones son mínimas. La densidad de drenaje se simplifica y se reduce hasta alcanzar una morfología en la que las correcciones que se tienen que llevar a cabo posteriormente son mínimas, y la estructura de la red queda bien definida.

3.2.3. Corrección de la red de drenaje

La red de drenaje así obtenida aparece como un conjunto de celdillas concatenadas que en ocasiones aparecen sobreensanchadas, lo cual se soluciona con el módulo *r.thin* (<http://grass.itc.it/>). El siguiente paso consiste en transformar estas cadenas de celdillas en un conjunto de líneas vectorizando la capa raster. El resultado será una línea independiente por cada tramo, caracterizada por un conjunto de vértices a la que se le asigna un identificador numérico (Alonso Sarría *et al.*, 2004).

En principio se pueden diferenciar tramos de magnitud 1 (sin tributarios) y tramos de magnitud mayor de uno. Los pasos de corrección son:

- a) Eliminación de tramos de magnitud uno de dimensión inferior al tamaño del píxel; se trata de artefactos generados en el proceso de vectorización.
- b) Eliminación de tramos de magnitud uno excesivamente rectos; se generan en laderas con curvas de nivel de forma irregular en la cumbre.
- c) Reordenación de la red de drenaje.
- d) Eliminación de todos los tramos de magnitud uno.

El último paso del proceso de corrección se justifica por la dificultad de ubicar correctamente el nacimiento de los tramos de magnitud uno. El Hidrograma Unitario Geomorfológico (Rodríguez Iturbe, 1993) se basa en parámetros de naturaleza fractal (razón de bifurcación, razón de longitud y razón de áreas) que se obtienen mediante el ajuste de modelos de regresión entre el número de orden y el número de tramos, longitud de los mismos y tamaño de las áreas vertientes. Por ello, la eliminación de los tramos de orden uno no sólo no va en detrimento de la exactitud del parámetro sino que, al ser los más dudosos, va a mejorar su estimación.

3.2.4. Obtención de los parámetros de la red de drenaje

La asignación de los denominados "órdenes" a cada tramo de la red supone la adjudicación de valores que actúan no sólo como meros descriptores de dichos tramos, sino, como una información de gran utilidad para gran parte de los análisis asociados (Olaya Ferrero, 2004).

La ordenación de las redes de drenaje (*v.ordena_red*), así como la transformación de órdenes *Strahler* a órdenes *Horton* (*v.str2hor*) se hace de manera automática sobre las redes vectorizadas mediante módulos de GRASS programados para tal efecto (Alonso Sarría *et al.*, 2003). Puesto que cada tramo tiene dos nodos, uno inicial y otro final, de manera que la topología de la red de drenaje se organiza asignando a cada tramo sus dos tramos afluentes y el tramo al que desagua. Este paso es esencial para la aplicación de Hidrograma Unitario Geomorfológico ya que se basa en parámetros morfológicos *Horton-Strahler*.

Ya se ha mencionado como cada uno de los tramos en la red de drenaje original tiene un identificador único. Este identificador se aprovecha para obtener, a partir del Modelo Digital de Elevaciones y mediante un procedimiento recursivo similar al mencionado anteriormente, la cuenca vertiente a cada uno de los tramos de la red.

De este modo se tiene una capa vectorial en la que cada tramo tiene su identificador y su número de orden y una capa raster en la que a la superficie, drenada por dichos tramos, se asigna el identificador del tramo correspondiente. Con estos datos pueden ya calcularse los tres parámetros básicos de la geometría de las cuencas y redes de drenaje:

- R_B : índice de bifurcación de Horton

$$R_B = \frac{N_\omega}{N_{\omega+1}} \quad (1)$$

donde N_ω es el número de cauces de orden ω .

- R_A : índice de áreas (Schumm, 1956; en Tragsa-Tragsatec, 1998))

$$R_A = \frac{A_{\omega+1}}{A_\omega} \quad (2)$$

donde A_ω es el área de la cuenca de orden ω .

- R_L : índice de longitudes

$$R_L = \frac{L_\omega}{L_{\omega+1}} \quad (3)$$

donde L_ω es la longitud de los cauces de orden ω .

El cálculo de estos parámetros se realiza en un módulo de GRASS programado *ad hoc* (*v.GUHs*) que toma como capas de entrada las de la red de drenaje ordenada y la de las cuencas vertientes a los tramos. El mismo módulo permite obtener los parámetros del Hidrograma Unitario Geomorfológico.

3.2.5. Cálculo de la precipitación de periodo de retorno

El cálculo de la precipitación efectiva para diferentes periodos de retorno (10, 20, 50, 100 y 500 años) necesario para la estimación de caudales pico se desarrolla en base a la metodología propuesta en Dirección General de Carreteras (1999). El criterio para la determinación de los diferentes periodos de retorno se fundamenta en la edad de los diques de retención de sedimentos, estableciendo así una relación entre los caudales máximos probables y la sedimentación acontecida desde su construcción.

Para la determinación de esta precipitación efectiva se han tomado los datos de tres estaciones meteorológicas de la red del Instituto Meteorológico Nacional seleccionadas por máxima proximidad a las tres cuencas de estudio entre aquellos observatorios que disponen de una serie de al menos 30 años de datos diarios.

Su estimación se ha realizado con ayuda del paquete *evd* (*Extreme Value Distribution*) del programa R para la determinación de valores extremos de distribución, en el que se presentan diversas funciones de distribución para tal fin.

La función de distribución utilizada del paquete *evd* es *GEV* (*Generalized Extreme Value Distribution*) definida por los parámetros a , b y s , que son respectivamente los parámetros de localización, escala y forma de la distribución, queda expresada por:

$$G(z) = \exp\left[-\left\{1 + s(z-a)/b\right\}^{-1/s}\right] \quad (4)$$

Jekinson (1955) determina por primera vez que la forma paramétrica de *GEV* incluye las distribuciones de Gumbel, Frechet y la invertida de Weibull, que son obtenidas para $s=0$, $s>0$ y $s<0$ respectivamente.

Una vez calculados los valores puntuales de precipitación es preciso determinar la lluvia que cae sobre la cuenca de estudio. Para ello se recurre a la aplicación de un *Factor de Reducción Areal (ARF)* por el que se multiplican los valores puntuales previamente estimados (Ferrer Polo, 2000), considerando el mismo factor reductor para toda una cuenca.

El uso de estos factores reductores implica que para el área de estudio no existan puntos en los que se produzca una precipitación superior a la estimada como máxima en el punto ya calculado en el paso anterior.

Pero para la aplicación de este método es preciso asumir otro concepto que se basa en datos de intensidad-duración de la precipitación. En este caso se trata de un factor de distribución temporal con el que se crea una tormenta de diseño. Este método propone la idea de que la intensidad de la precipitación, y por tanto, la máxima cantidad de lluvia, se da en el punto central del tiempo de duración de la tormenta, mientras que antes de este momento la precipitación aumenta de forma exponencial y del mismo modo disminuye hasta el final de la duración de la tormenta según los datos de precipitación acumulada obtenidos para diferentes momentos de la

duración total de una tormenta. De esta forma se consiguen los yetogramas necesarios para el cálculo de caudales máximos que se utilizan en la modelización hidrológica (Ferrer Polo, 2000).

3.2.6. Cálculo de precipitación efectiva

Finalmente se pretende obtener el yetograma efectivo, que deriva de la precipitación efectiva, siendo ésta la que genera escorrentía directa. Para ello es preciso calcular el *Número de Curva (NC)*, que se obtiene a partir del método de número de curva (Tragsa-Tragsatec, 1998), desarrollado por U. S. *Soil Conservation Service*, que se basa en la estimación directa de la escorrentía superficial de una lluvia aislada a partir de las características del suelo (grupos hídricos), uso del mismo, de su cubierta vegetal y su estado de humedad previo.

Cada complejo suelo-vegetación se comporta de una forma distinta frente a la infiltración. Un complejo totalmente impermeable provoca que toda la precipitación se convierta en escorrentía superficial. Mientras que un complejo totalmente permeable no provocaría escorrentía sea cual sea el valor de la precipitación (Tragsa-Tragsatec, 1998). Lógicamente entre estos dos casos extremos existen multitud de posibilidades.

Ponce (1989; en Tragsa-Tragsatec, 1998) publica una serie de tablas donde los valores de *NC* se encuentran de forma detallada para diferentes combinaciones de textura, usos de suelo y estado hídrico. Se trata de un valor entero entre 0 y 100.

En este trabajo se ha considerado un estado hídrico intermedio y los grupos hídricos se han calculado a partir de los valores de textura interpolados a partir de los datos de muestras de capa arable del proyecto LUCDEME (Consejería de Agricultura, Agua y Medio Ambiente, Región de Murcia, 1999).

Hay que tener en cuenta que al aumentar la precipitación, el suelo puede llegar a encontrarse tan saturado que un incremento de lluvia se traduce en un incremento de la misma magnitud en escorrentía. De esta forma la relación precipitación-escorrentía tiende a un valor constante *S*, que representa la máxima infiltración (Tragsa-Tragsatec, 1998), pudiendo estimar la humedad de suelo precedente ($I_{(0)}$) a un episodio lluvioso, donde:

$$I_{(0)} = 0,2 \cdot S \quad (5)$$

obteniendo los valores de *S* según:

$$S = \frac{1000}{NC} - 10 \quad (6)$$

Al conocer los parámetros anteriores y la Precipitación Total (*P*) se puede calcular finalmente la Precipitación Efectiva $P_{(e)}$:

$$P_{(e)} = \frac{(P - I_{(o)})^2}{P - I_{(o)} + S} \quad (7)$$

Tanto la estimación de la precipitación de período de retorno como este proceso de cálculo de parámetros para la obtención de la precipitación efectiva se desarrolla con la aplicación del programa R.

Una vez que se ha obtenido la precipitación efectiva se aplica el modelo del Hidrograma Unitario Geomorfológico (Rodríguez Iturbe, 1993) con la ayuda de la programación en R para llegar a obtener por convolución los caudales máximos para los diferentes periodos de retorno considerados.

3.2.7. Hidrograma Unitario Geomorfológico: simulación de caudales

Entre los factores de mayor relevancia en los procesos físicos de generación de caudales en las cuencas hidrográficas, se encuentra la morfología de la red de drenaje. Su naturaleza, estructura y dimensiones afectan decisivamente a la respuesta hidrológica, y por ello, tales características deben recogerse en el modelo utilizado, por simple que éste sea.

El Hidrograma Unitario Geomorfológico (*HUG*) es una aproximación desarrollada por Rodríguez Iturbe (1993) basada en el modelo del Hidrograma Unitario, cuya forma se aproxima mediante una ecuación biparamétrica basada en la función gamma. Sus dos parámetros se estiman a partir de los tres parámetros básicos de la geometría de las cuencas y redes de drenaje anteriormente mencionados, sin necesidad, por tanto, de datos reales de aforo. La teoría del Hidrograma Unitario Geomorfológico representa un marco adecuado para la utilización de ciertos conceptos básicos de geomorfología cuantitativa en modelos lineales de transformación lluvia-escorrentía (García-Bartual, 1989).

El HUG representa la respuesta de una cuenca ante una precipitación uniforme, efectiva (con igual intensidad en toda la cuenca produciendo sólo escorrentía rápida) (Tragsa-Tragsatec, 1998). Esta respuesta se prolonga más o menos en el tiempo en función de las características de la cuenca, y se define:

$$h(t) = GUH(t) = \left(\frac{t}{k}\right)^{\alpha-1} \cdot \frac{e^{-tk}}{K\Gamma(\alpha)} \quad (8)$$

Si la precipitación, en lugar de instantánea fuera de un volumen cualquiera (v), en lugar de unitaria, el hidrograma resultante sería:

$$H(t) = vh(t) \quad (9)$$

Pero si en vez de una precipitación instantánea, ésta se prolonga a lo largo de una serie de intervalos (formando un yetograma), el hidrograma resultante se calcula mediante un procedimiento de convolución siempre que se utilice la misma discretización temporal en el yetograma que en el hidrograma unitario:

$$H(t) = \sum_{i=1}^t v(i)h(t-i+1) \quad (10)$$

La hipótesis del Hidrograma Unitario Geomorfológico permite estimar los parámetros de $h(t)$ a partir de los parámetros geomorfológicos (R_A , R_B y R_L , presentados en el epígrafe 3.2.4.), y de la velocidad en el cauce principal:

$$\alpha = 3,29 \left(\frac{R_B}{R_A} \right)^{0,78} R_L^{0,07} \quad (11)$$

$$k = 0.7 \left(\frac{R_A}{R_B \cdot R_L} \right)^{0,48} L_{\Omega}^{b-1} \quad (12)$$

El parámetro k resulta de muy difícil estimación y con variabilidad temporal que depende de la velocidad del flujo en el cauce principal. Para resolver este problema se utiliza una aproximación diferente. Rosso (1984) propone utilizar como estimación de k :

$$k = t_i / \alpha \quad (13)$$

donde t_i es el tiempo de retardo y α el parámetro de forma del HUG. Para el cálculo de t_i se utiliza la aproximación de Olivera y Maidment (1999):

$$t_i = \frac{100L^{0,8} \left(\frac{1000}{CN} - 9 \right)^{0,7}}{1900S^{0,5}} \quad (14)$$

siendo L la longitud del cauce principal; S la pendiente; y CN el número de curva. La ventaja de la utilización de este método es la facilidad de utilización en un entorno SIG (Alonso Sarría, 2004).

Otra aproximación, la que se utiliza aquí, se basa en el cálculo de v utilizando la formulación aplicada por Rodríguez Iturbe (1993) en el modelo del HUG para conocer el caudal pico (q_p).

$$q_p = 1,31R_L^{0,43} vL_{\Omega}^{-1} \quad (15)$$

y,

Quiñonero Rubio, J. M. y Alonso Sarriá, F. (2007): "Modelización de la dinámica hidrológica y erosiva en barrancos de la cuenca del río Quipar (sureste de España) con GRASS", *GeoFocus (Artículos)*, n° 7, p. 188-215, ISSN: 1578-5157

$$t_p = 0,44 \left(\frac{R_B}{R_A} \right)^{0,55} R_L^{-0,38} L_\Omega v^{-1} \quad (16)$$

donde L_Ω se mide en km ; v en m/sg ; q_p en h^{-1} ; y t_p en horas.

Pero para ello es preciso conocer primero q_p , que se obtiene al calcular el caudal pico en el modelo del Hidrograma Unitario Geomorfoclimático (Rodríguez Iturbe, 1993), que asume una lluvia efectiva de intensidad (i_r) constante en su duración (t_r), y con una distribución espacial uniforme sobre la cuenca. La importancia de la intensidad de las precipitaciones en los medios semiáridos justifica esta aproximación.

De manera que el parámetro v puede ser expresado según i_r y t_r , junto a las características geomorfológicas de la cuenca. El caudal pico se obtiene de la formulación:

$$q_p = \frac{0,871}{\Pi^{0,4}} \quad (17)$$

siendo Π

$$\Pi = \frac{L_\Omega^{2,5}}{i_r A R_L \alpha_\Omega^{1,5}} \quad (18)$$

donde α_Ω es

$$\alpha_\Omega = \frac{S^{1/2}}{nb^{2/3}} \quad (19)$$

siendo S es la pendiente; b es el ancho del canal; y n el coeficiente de rugosidad de *Manning*.

- La determinación de n implica realizar una estimación de la resistencia que presenta el propio canal ante el flujo circulante mediante observaciones directas del cauce. n ha sido estimado por medio de trabajo de campo y visualización de imágenes de satélite de alta resolución (*QuickBird* 2003) basándose en la *Ecuación de Cowan*, que establece el valor de n según:

$$n = (n_0 + n_1 + n_2 + n_3 + n_4) m_5 \quad (20)$$

donde n_0 : material involucrado; n_1 : grado de irregularidad; n_2 : variaciones de la sección transversal; n_3 : efecto relativo de las obstrucciones; n_4 : vegetación; m_5 : efecto de los meandros.

Este modelo se ha implementado en GRASS en el módulo *v.GUHs* antes mencionado. Los pasos seguidos son:

1. Creación del yetograma de la tormenta de diseño.
2. Cálculo de la precipitación efectiva.
3. Estimación de los parámetros del Hidrograma Unitario Geomorfológico.
4. Convolución y obtención de los caudales máximos para los periodos de retorno considerados, multiplicando la superficie de la cuenca en m^2 (área*1000000) y se divide entre 6000 para pasar de l/min a m^3/s .

4. Resultados y discusión

4.1. Determinación de la red de drenaje

Las redes de drenaje establecidas para las cuencas de Juego de Bolos y Salinas con valores umbral óptimos de 5500 y 4400 respectivamente ([tabla 2](#); [figura 6](#), [figura 7](#) y [figura 8](#)), muestran una estructura simple pero precisa. El procesado para la corrección de estas redes ha consistido básicamente en la eliminación de algunos tramos muy rectilíneos e irreales, junto a la eliminación de pequeños cauces de dimensiones iguales o muy poco superiores al tamaño de píxel usado.

La cuenca de Mancheño se considera un caso particular. Ésta ha sido una cuenca problemática a la hora de obtener una red de drenaje. Finalmente se establece el umbral óptimo en 5500 celdas. La dificultad aparece al intentar definir correctamente un área situada en la cabecera de la cuenca que se presenta prácticamente llana y en la que se pueden encontrar características endorreicas.

La corrección de Mancheño ha supuesto mucho más trabajo que el empleado en las otras dos cuencas, precisamente para poder ajustar correctamente, o con la mayor exactitud posible, la red de drenaje de esta zona conflictiva. Finalmente se ha conseguido una red compleja en la que aparecen algunos cauces rectilíneos que se han conservado para tener en cuenta la escorrentía de esa zona llana, ya que es una superficie amplia.

El hecho de que para Mancheño y Juego de Bolos se establezca un umbral de 5500 es por el tipo de litología presente en las cuencas. A pesar de las diferencias entre las cuencas, siempre que la litología sea semejante, los valores de umbral óptimo van a ser, si no el mismo, muy similares. Por otra parte Salinas presenta un valor más reducido, ya que el material predominante son margas y margocalizas, mucho más erosionable que en Mancheño y Juego de Bolos con calizas y gravas. Un valor umbral óptimo menor implica una mayor facilidad para crear cauces.

4.2. Caudales pico y tasas de erosión

Las precipitaciones máximas calculadas para los diferentes periodos de retorno se muestran en la [tabla 3](#). Esta precipitación es la empleada para calcular el hidrograma simulado en m^3/s para cada uno de los diques de retención de sedimentos y las desembocaduras naturales de los barrancos estudiados para los diferentes periodos de retorno. Valores de caudal pico que se muestran en la [tabla 4](#) junto al tiempo al pico y velocidad correspondientes.

La modelización hidrológica para el cálculo de estos caudales pico implica calcular la cuenca hidrológica para cada uno de los puntos considerados como desembocadura o puntos de aforo, es decir los diques de retención de sedimentos. Pero también es necesario delimitar las superficies erosionables vertientes a los diques, que son las que realmente aportan sedimentos a los diques a la hora de realizar el cálculo de tasas de erosión en las que únicamente hay que tener en cuenta el área existente entre un dique y el anterior.

La correlación entre los caudales pico estimados y las tasas de erosión obtenidas ([figura 9](#), [figura 10](#) y [figura 11](#)) a partir de la cubicación de cada uno de los diques de retención de sedimentos muestra tendencias positivas poco definidas, lo cual se debe a que el tamaño muestral de diques controlados es muy reducido.

Aun así, en la [figura 12](#), que representa la relación entre pendiente media de la superficie que vierte al dique y la tasa de erosión, se pueden apreciar respuestas diferenciadas ligadas a la topografía, litología y cobertura vegetal. El dique 4 de Mancheño muestra tasas de erosión muy elevadas para una pendiente menor que el dique 257 de Salinas, que muestra tasas muy inferiores.

Las altas tasas estimadas para el dique 4 se deben a que este dique se encuentra totalmente rodeado de margas, arcillas y yesos por lo que la litología es el factor determinante. Sin embargo, para el dique 257, a pesar de encontrarse en un sector de margas y margocalizas con pendientes superiores, no se registran tasas de erosión tan elevadas debido a la densa cobertura vegetal, compuesta fundamentalmente por matorral que cubre la superficie vertiente al dique.

Por otra parte las tasas de erosión calculadas para la cuenca de Juego de Bolos muestran variaciones más reducidas a pesar de las diferencias existentes en la pendiente.

Las tasas de erosión más bajas se han calculado para los diques 1 y 2 de Mancheño que se corresponden a su vez con los valores de pendiente más reducidos.

5. Conclusiones

Las conclusiones que se desprenden de este trabajo son:

- La metodología empleada combinando el Sistema de Información Geográfica GRASS y el programa R es sencilla y precisa, por lo que ambos programas se complementan eficazmente.

Quiñonero Rubio, J. M. y Alonso Sarría, F. (2007): "Modelización de la dinámica hidrológica y erosiva en barrancos de la cuenca del río Quípar (sureste de España) con GRASS", *GeoFocus (Artículos)*, n° 7, p. 188-215, ISSN: 1578-5157

- El Hidrograma Unitario Geomorfológico es el modelo hidrológico que mejor se ajusta a los objetivos del trabajo, ya que se puede aplicar a cuencas no aforadas y tiene en cuenta los parámetros geomorfológicos de las cuencas, lo que se convierte en un aspecto de gran importancia para cuencas de regiones áridas y semiáridas.
- El método propuesto para la determinación de redes de drenaje es eficiente y alcanza una gran precisión, si bien es recomendable realizar ajustes especialmente en áreas de la cuenca donde la topografía es llana.
- En relación con el punto anterior, la aplicación de algoritmos de tipo estocástico para la obtención de capas de acumulación de flujo abriría un abanico de posibilidades mucho mayor a la hora de determinar la red de drenaje.
- Como era de esperar, la litología y pendiente son los factores que determinan la mayor o menor erosión en las cuencas, aunque la cobertura vegetal actúa como agente estabilizador y tiene efectos de conservación.
- Ampliar el tamaño muestral de los diques de retención de sedimentos que se han estudiado abriría la posibilidad de determinar si los proyectos de restauración hidrológico-forestal llevados a cabo en la cuenca del Río Quípar han cumplido su papel eficazmente.

Referencias bibliográficas

Alonso Sarría, F., (2004): *SIG aplicados al análisis y cartografía de riesgos climáticos. Métodos y Técnicas de Análisis de Riesgos Climáticos*. II Curso de Verano de la Asociación Española de Climatología. 70 pp.

Alonso Sarría, F., Gomariz Castillo, F., Pérez Cutillas, P., García Gallego, R., (2003): *Análisis de riesgo y zonificación territorial ante el riesgo de inundaciones en la Región de Murcia: Zonas afectadas por avenidas de cuencas hidrográficas en régimen natural. Directriz Básica de Protección Civil Ante el Riesgo de Inundaciones-INUAMA*, 84 p.

Alonso Sarría, F., Romero Díaz, A., Quiñonero Rubio, J. M. (2004): "Desarrollo de un sistema basado en software abierto para el análisis de la utilidad de los diques de retención de sedimentos en la cuenca del Río Quípar (Murcia)", *Territorio y Medio Ambiente: Métodos Cuantitativos y Técnicas de Información Geográfica*. Departamento de Geografía de la Universidad de Murcia y Grupo de Métodos Cuantitativos, Sistemas de Información Geográfica y Teledetección, 85-95 pp.

Alonso Sarría, F., Romero Díaz, A., Gomariz Castillo, F., Quiñonero Rubio, J. M., (2005): *Runoff simulation and soil erosion estimation in small basins from detailed digital elevation models. River Quípar basin (SE Spain)*. Sixth International Conference on Geomorphology. Sociedad Española de Geomorfología y Universidad de Zaragoza, 378 p.

Bivand, R.S. (2000): "Using the R statistical data analysis language on GRASS 5.0 GIS database files", *Computers & Geosciences*, 26. 1043-1052 pp.

Bosque Sendra, J. (1992): *Sistemas de Información Geográfica*. Ediciones Rialp S.A. Madrid.

Consejería de Agricultura, Agua y Medio Ambiente, Región de Murcia, (1999): *Mapa Digital de Suelos de la Región de Murcia*. 78 pp + CDROM.

Quiñonero Rubio, J. M. y Alonso Sarría, F. (2007): "Modelización de la dinámica hidrológica y erosiva en barrancos de la cuenca del río Quípar (sureste de España) con GRASS", *GeoFocus (Artículos)*, nº 7, p. 188-215, ISSN: 1578-5157

- Dietrich, W. E. y Dunne, W., (1993) : "The channel head. Channel network hydrology". Beven, K. & Kirkby, M. J., Editors, Wiley, Chichester, p. 175-220.
- Engelen, G. (2000): MODULUS: A Spatial Modelling Tool for Integrated Environmental Decision Making. http://www.riks.nl/RiksGeo/proj_mod.htm
- Ferrer Polo, F. J., (2000). *Recomendaciones para el Cálculo Hidrometeorológico de Avenidas*. Madrid, Cedex. Ministerio de Fomento, 76 pp.
- Garbrech, J. and Martz, L. W., (2000): *Digital Elevation Model Issues in Water Resources Modeling. Hydrologic and Hydraulic Modeling Support with Geographic Information Systems*. Maidment, D. & Djokic, D., (Eds). ESRI Press.
- Garbrech, J. y Martz, L. W., (2003): "Assesing the Performance of Automated Watershed Segmentation from Digital Elevation Models". Edited by Lyon, J.G. *GIS for water Resources and Watershed Management*. 17-24 pp.
- García Bartual, R., (1989): "Estimación de la respuesta hidrológica de una cuenca sobre la base de la teoría del Hidrograma Unitario Geomorfológico", *Cuaternario y Geomorfología*, vol. 3 (1-4). 1-7 pp.
- GRASS: <http://grass.itc.it/>
- Kinnell, P. I. A., (2005): "Why the universal soil equation and the revised versión of it do not predict event erosion well", *Hydrological Processes*, 19. 851-854 pp.
- Martínez Lloris, M. (2006): El comportamiento hidrodinámico de la cuenca del Río Quípar (Sureste de España). La función de los diques de corrección hidrológica. Tesis Doctoral. Departamento de Geografía de la Universidad de Murcia.
- Martínez Lloris, M., Romero Díaz, A. y Alonso Sarría, F., (2001): "Respuesta erosiva de cuencas, corregidas mediante diques de retención de sedimentos, ante lluvias de alta intensidad. Cuenca del río Quípar, sureste de España", *Papeles de Geografía*, Departamento de Geografía, Universidad de Murcia. 34. 191-203 pp.
- Morad, M. & Triviño Pérez, A., (2001): "Sistemas de Información Geográfica y modelizaciones hidrológicas: una aproximación a las ventajas y dificultades de su aplicación", *Boletín de la AGE*, nº 31, 23-46 pp.
- Neteler, M., Mitasova, H. (2002): *Open Source GIS: A GRASS GIS Approach*. Kluwer Academic Publishers. 434 pp.
- Olaya Ferrero, V., (2004): *Hidrología Computacional y Modelos Digitales de Terreno: Teoría, práctica y filosofía de una nueva forma de análisis hidrológico*. (<http://heart.sf.net/textos>).
- Olivera F, y Maidment DR (1999): "GIS-Based Spatially Distributed Model for Runoff Routing", *Water Resources Research* 35(4): 1155-1164.
- Rodríguez Iturbe, I., (1993): "The Geomorphological Unit Hydrograph", K. Beven & M.J. Kirkby *Channel Network Hydrology* John Wiley & Sons, 43-68 pp.
- Romero Díaz, A., Martínez Lloris, M., Alonso Sarría, F. y Belmonte Serrato, F. (2000): "The function of the dams of retention according to the environmental characteristics of their cathment area (basin of the Segura river, southeast of Spain)", Third International Congress of the European Society for Soil Conservation (ESSC). Valencia.
- Rosso, R., (1984): "Nash model relation to Horton order ratios", *Water Resources Research* , 20(7), 914-920 pp.
- Santamaría Arias, J. et al., (1999) *Máximas lluvias diarias en España Peninsular*, Serie monográfica del Ministerio de Fomento, Dirección General de Carreteras.

Quiñonero Rubio, J. M. y Alonso Sarría, F. (2007): "Modelización de la dinámica hidrológica y erosiva en barrancos de la cuenca del río Quípar (sureste de España) con GRASS", *GeoFocus (Artículos)*, n° 7, p. 188-215, ISSN: 1578-5157

Tragsa-Tragsatec, (1998): *Restauración Hidrológico-Forestal de Cuencas y Control de la Erosión*. Mundi-Prensa. 945 pp.

Agradecimientos:

Este trabajo se ha realizado en el marco del proyecto de investigación REN2002-03426/HID, en el Departamento de Geografía de la Universidad de Murcia. A ellos nuestro agradecimiento.

TABLAS

Tabla 1. Características de los diques estudiados en cada barranco

Barranco	Nº Dique	Proyecto de restauración	Estado del dique
Mancheño	1	1996	Funcional
	2	1996	Funcional
	3	1996	Funcional
	4	1996	Funcional
Juego de Bolos	16	1962 recrecido en 1996	Colmatado
	17	1962 recrecido en 1996	Colmatado
	18	1996	Funcional
	19	1996	Funcional
	21	1996	Funcional
Salinas	249	1996	Funcional
	254	1996	Funcional
	257	1996	Funcional
	259	1996	Funcional

Tabla 2. Valores umbral óptimo de área drenada para la determinación de la red de drenaje

Cuenca	Valor umbral óptimo	Superficie (m ²)
Mancheño	5500	22000
Juego de Bolos	5500	22000
Salinas	4400	17600

Quiñonero Rubio, J. M. y Alonso Sarriá, F. (2007): "Modelización de la dinámica hidrológica y erosiva en barrancos de la cuenca del río Quípar (sureste de España) con GRASS", *GeoFocus (Artículos)*, n° 7, p. 188-215, ISSN: 1578-5157

Tabla 3. Precipitación máxima para diferentes periodos de retorno

Cuenca	Estación	T10	T20	T50	T100	T500
Salinas	7129	68,42	81,58	99,94	114,76	152,82
Mancheno	7203	66,65	78,04	93,97	106,84	139,98
Juego de Bolos	7201	65,35	73,61	83,57	90,55	105,17

Tabla 4. Caudales pico para diferentes periodos de retorno

Barranco	Punto	v10	tp10	qp10	v20	tp20	qp20	v50	tp50	qp50
Mancheno	Desembocadura	7,58	0,55	34,20	8,08	0,52	67,06	8,70	0,48	128,56
	Dique 1	5,12	0,47	13,91	5,45	0,44	26,73	5,88	0,41	50,22
	Dique 2	7,06	0,45	30,12	7,52	0,43	58,86	8,10	0,40	111,98
	Dique 3	7,31	0,53	32,28	7,78	0,49	63,23	8,38	0,46	120,98
	Dique 4	7,32	0,54	32,43	7,80	0,50	63,52	8,40	0,47	121,62
Juego de Bolos	Desembocadura	4,26	0,60	3,71	4,47	0,57	6,08	4,70	0,54	11,03
	Dique 16	1,23	0,44	0,44	1,29	0,42	0,71	1,36	0,40	1,30
	Dique 17	1,61	0,56	0,52	1,69	0,53	0,84	1,78	0,51	1,53
	Dique 18	2,16	0,52	1,09	2,26	0,49	1,76	2,38	0,47	3,23
	Dique 19	2,38	0,52	1,26	2,49	0,50	2,02	2,62	0,47	3,74
	Dique 21	3,17	0,49	2,14	3,32	0,47	3,42	3,49	0,44	6,44
Salinas	Desembocadura	3,13	0,55	14,76	3,36	0,52	21,27	3,64	0,47	31,04
	Dique 249	2,20	0,39	8,00	2,36	0,36	11,36	2,56	0,33	16,35
	Dique 254	2,73	0,39	11,24	2,93	0,36	15,94	3,18	0,33	22,91
	Dique 257	3,05	0,47	13,77	3,27	0,44	19,67	3,55	0,41	28,47
	Dique 259	3,16	0,51	14,96	3,39	0,48	21,46	3,68	0,44	31,19

Quiñonero Rubio, J. M. y Alonso Sarría, F. (2007): "Modelización de la dinámica hidrológica y erosiva en barrancos de la cuenca del río Quípar (sureste de España) con GRASS", *GeoFocus (Artículos)*, n° 7, p. 188-215, ISSN: 1578-5157

FIGURAS

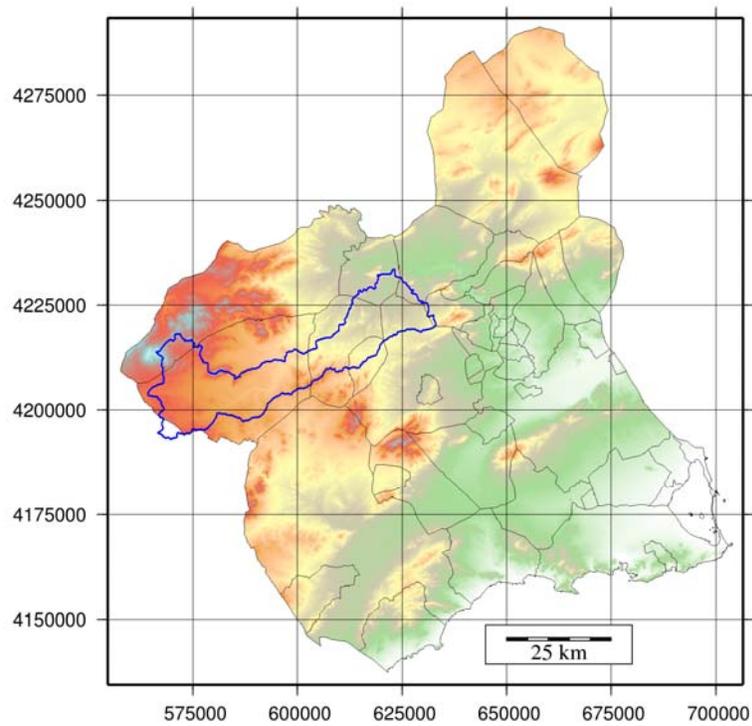


Figura 1. Localización de la cuenca del Río Quípar

Quiñonero Rubio, J. M. y Alonso Sarría, F. (2007): "Modelización de la dinámica hidrológica y erosiva en barrancos de la cuenca del río Quipar (sureste de España) con GRASS", *GeoFocus (Artículos)*, n° 7, p. 188-215, ISSN: 1578-5157

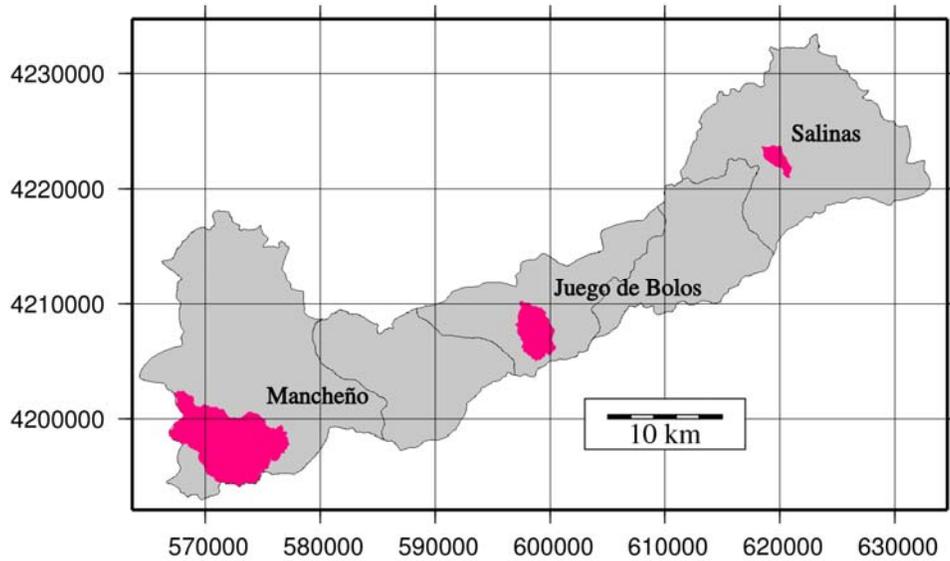


Figura 2. Localización de los barrancos seleccionados para realizar el estudio

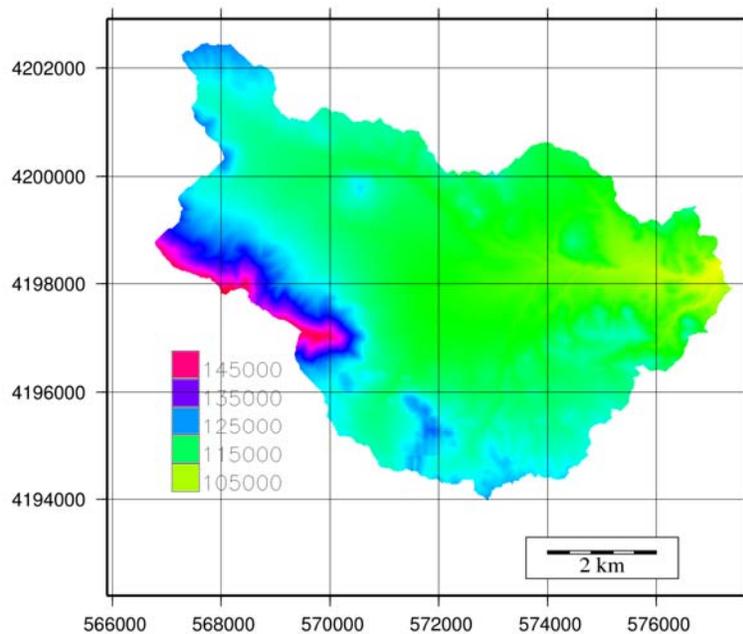


Figura 3. Modelo digital de elevaciones de la cuenca de Mancheño con resolución de 2 metros (leyenda expresada en centímetros)

Quiñonero Rubio, J. M. y Alonso Sarría, F. (2007): "Modelización de la dinámica hidrológica y erosiva en barrancos de la cuenca del río Quípar (sureste de España) con GRASS", *GeoFocus (Artículos)*, n° 7, p. 188-215, ISSN: 1578-5157

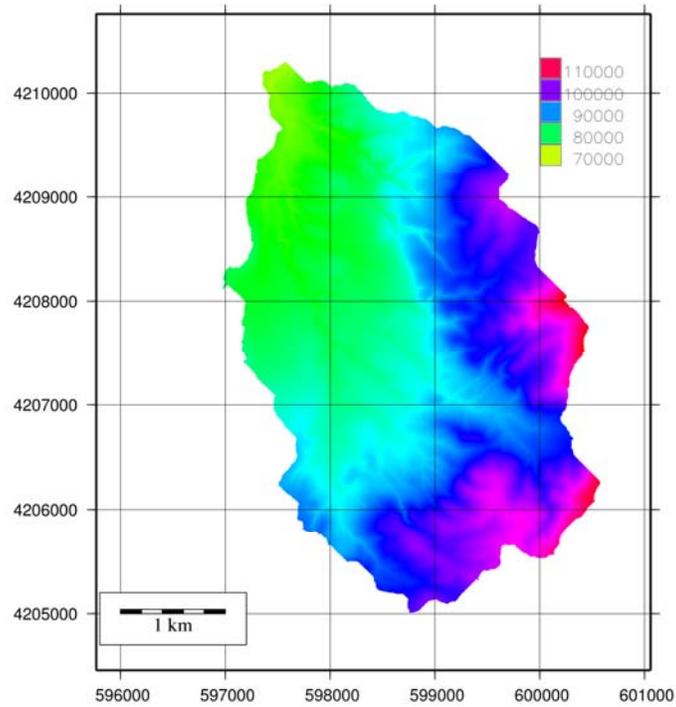


Figura 4. Modelo digital de elevaciones de la cuenca de Juego de Bolos con resolución de 2 metros (leyenda expresada en centímetros)

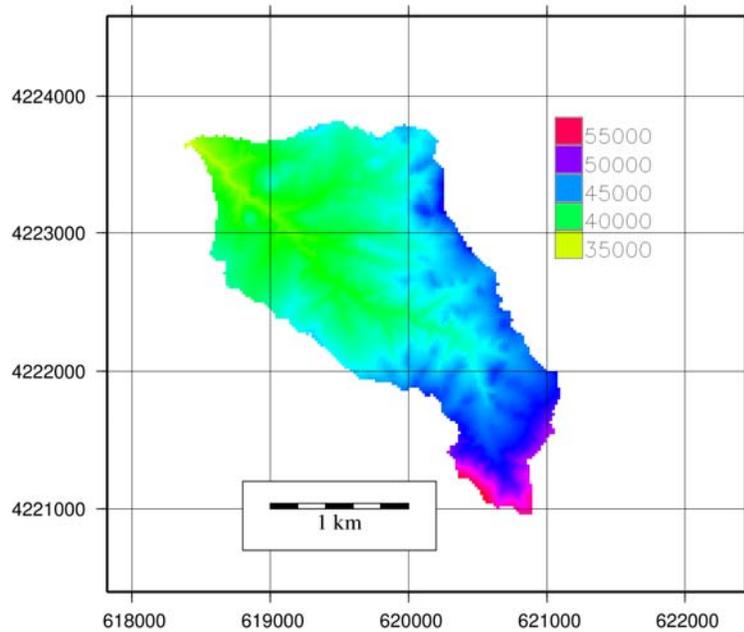


Figura 5. Modelo digital de elevaciones de la cuenca de Salinas con resolución de 2 metros (leyenda expresada en centímetros)

Quiñonero Rubio, J. M. y Alonso Sarría, F. (2007): "Modelización de la dinámica hidrológica y erosiva en barrancos de la cuenca del río Quipar (sureste de España) con GRASS", *GeoFocus (Artículos)*, n° 7, p. 188-215, ISSN: 1578-5157

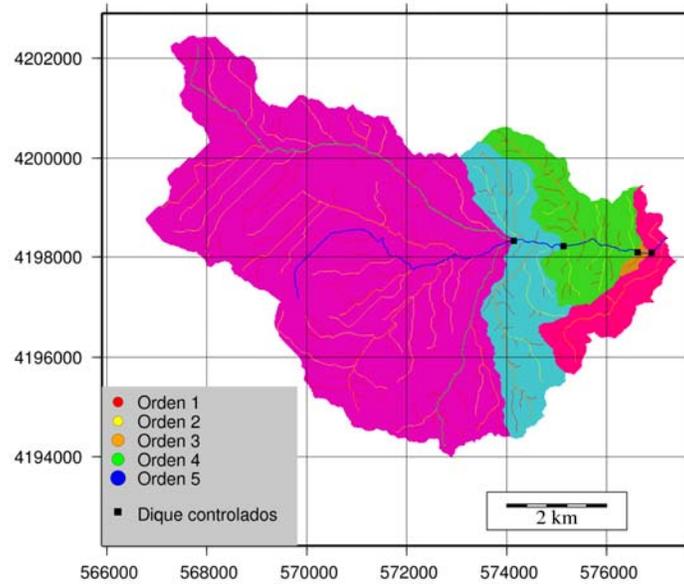


Figura 6. Subcuencas hidrológicas, red de drenaje ordenada y localización de los diques de la cuenca de Mancheno

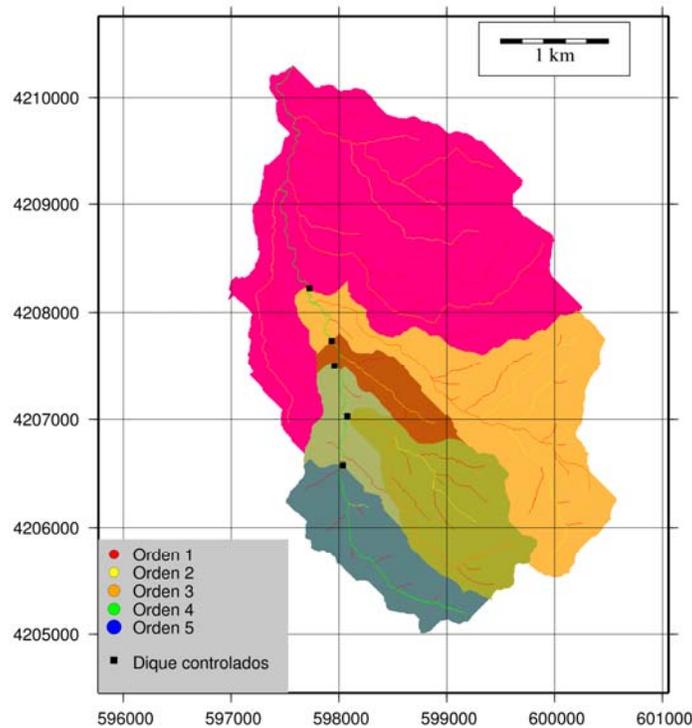


Figura 7. Subcuencas hidrológicas, red de drenaje ordenada y localización de los diques de la cuenca de Juego de Bolos

Quiñonero Rubio, J. M. y Alonso Sarría, F. (2007): "Modelización de la dinámica hidrológica y erosiva en barrancos de la cuenca del río Quipar (sureste de España) con GRASS", *GeoFocus (Artículos)*, n° 7, p. 188-215, ISSN: 1578-5157

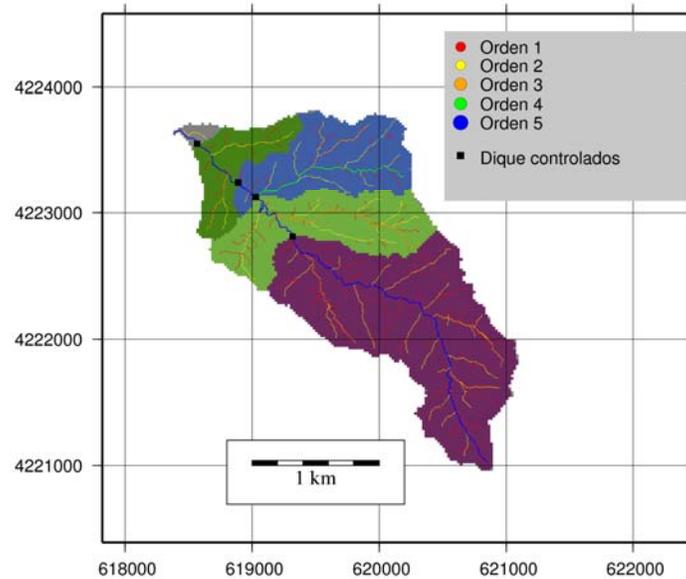


Figura 8. Subcuencas hidrológicas, red de drenaje ordenada y localización de los diques de la cuenca de Salinas

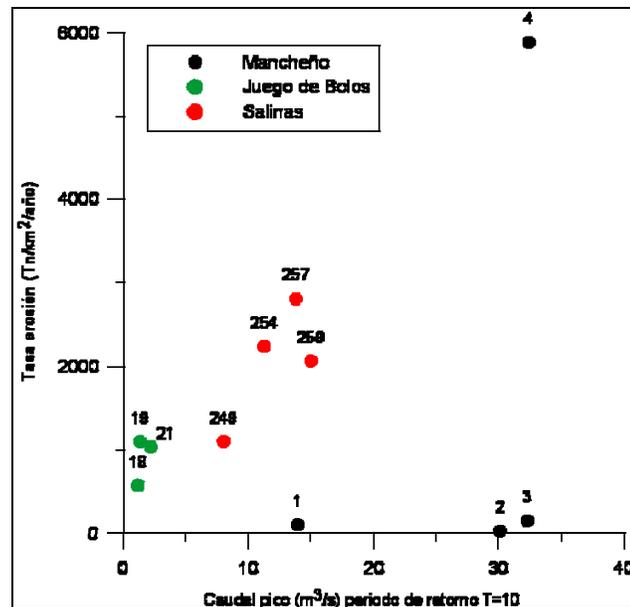


Figura 9. Relación entre la tasa de erosión calculada para cada dique y el caudal pico para un periodo de retorno de 10 años

Quiñonero Rubio, J. M. y Alonso Sarría, F. (2007): "Modelización de la dinámica hidrológica y erosiva en barrancos de la cuenca del río Quipar (sureste de España) con GRASS", *GeoFocus (Artículos)*, n° 7, p. 188-215, ISSN: 1578-5157

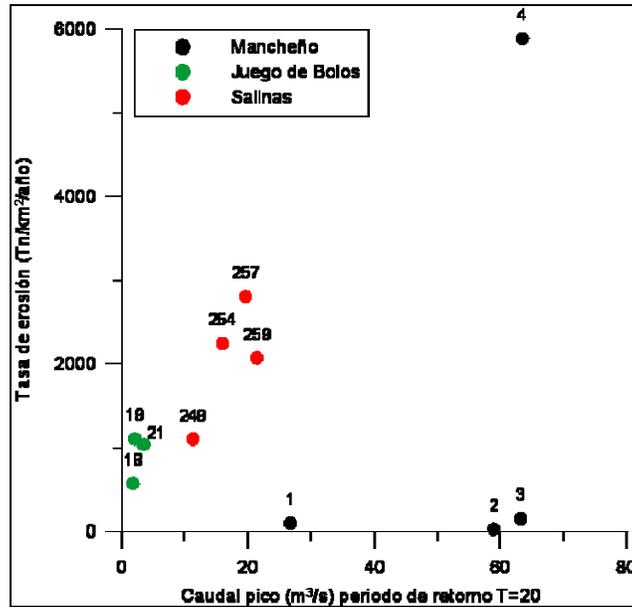


Figura 10. Relación entre la tasa de erosión calculada para cada dique y el caudal pico para un periodo de retorno de 20 años

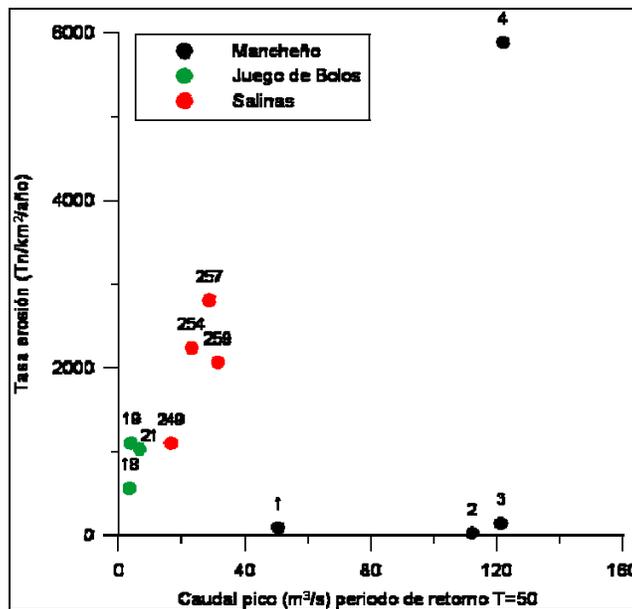


Figura 11. Relación entre la tasa de erosión calculada para cada dique y el caudal pico para un periodo de retorno de 50 años

Quiñonero Rubio, J. M. y Alonso Sarría, F. (2007): "Modelización de la dinámica hidrológica y erosiva en barrancos de la cuenca del río Quipar (sureste de España) con GRASS", *GeoFocus (Artículos)*, n° 7, p. 188-215, ISSN: 1578-5157

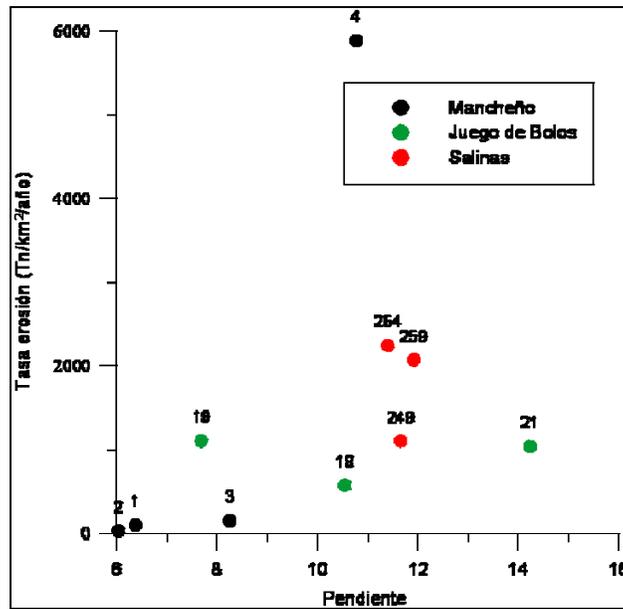


Figura 12. Relación de la tasa de erosión calculada para cada dique y la pendiente media en grados de la superficie vertiente al dique